

**Univerzita Karlova v Praze, Přírodovědecká fakulta
Ústav petrologie a strukturní geologie**



**Magnetické stavby a mechanismy vmístění
granitoidů typu Eisgarn
(Moldanubický plutonický komplex)**

**Magnetic fabrics and emplacement of the Eisgarn granitoids
(Moldanubian Plutonic Complex)**

Bakalářská práce

Jana Paclíková

Vedoucí bakalářské práce: RNDr. Kryštof Verner, Ph.D.

Praha 2010

Poděkování

Děkuji všem, kteří mi pomáhali při zpracování předkládané bakalářské práce. Především bych chtěla poděkovat RNDr. Kryštofu Vernerovi, PhD. za poskytnuté konzultace, informace a za odborné vedení při zpracování bakalářské práce.

Prezentované výsledky byly pořízeny v souladu s řešením projektu ČGS 390008 „Geologické mapování vybraných oblastí Moldanubického plutonického komplexu“.

Prohlašuji, že jsem předloženou bakalářskou práci vypracovala samostatně za pomoci mého školitele a že jsem řádně citovala veškeré použité zdroje.

V Praze dne 3.9. 2010

.....

Jana Paclíková

Abstrakt

V této práci představujeme předběžné výsledky strukturní a AMS analýzy granitoidů Mrákotínského a Klenovského plutonu, které se nacházejí v severo-východní části Moldanubického plutonického komplexu. Oba plutony mají peraluminický charakter a vysoký obsah draslíku, což je dáno parciálním tavením metasedimentárního (metapelitového) zdroje za relativně nízkých teplot. Mrákotínský pluton (východní část plutonického komplexu) byl vmístěn posttektonicky v období kolem 327 Ma a zaznamenává tak významnou roli stopingu během výstupu a vmístění magmatu. Naproti tomu k vmístění Klenovského plutonu (západní část plutonického komplexu) došlo syntektonicky v průběhu regionální HT-LP metamorfózy (soubor metamorfních foliací upadajících pod mírnými až středními úhly směrem k SSZ).

English abstract

We consider our preliminary results of structural and AMS analyses of granitoids of the Mrákotín and Klenov Plutons located in the northeastern part of the Moldanubian Plutonic Complex. Both plutons have a peraluminous, high-K character formed by partial melting of a crustal metasedimentary (metapelite) source at relatively lower temperatures. The Mrákotín pluton (eastern part of the plutonic complex) was emplaced posttectonically at around 327 Ma and records a crucial role of magmatic stoping during magma ascent and emplacement. In contrast, the Klenov pluton (western part of the plutonic complex) was emplaced syntectonically with regional HT-LP tectonometamorphic event (formation of gently to moderately NNE dipping metamorphic schistosity).

Obsah:

1. ČÁST (REŠERŠNÍ ČÁST BAKALÁŘSKÉ PRÁCE)

1. Vývoj hornin v magmatickém stavu.....	5
1.1. Geneze a separace taveniny.....	5
1.2. Výstup magmatu.....	6
1.3. Vmístění a krystalizace.....	7
2. Úvod do regionálně-geologické problematiky studovaného území.....	9
2.1. Evropské Variscidy.....	9
2.2. Český masiv.....	10
2.3. Moldanubikum.....	12
2.4. Tektonometamorfní vývoj moldanubika.....	13
2.5. Variská magmatická aktivita v moldanubiku.....	13
3. Moldanubický plutonický komplex.....	14
4. Anizotropie magnetické susceptibility (AMS).....	17

2. ČÁST (VLASTNÍ VÝZKUMNÁ ČÁST BAKALÁŘSKÉ PRÁCE)

5. Úvod do geologie studované oblasti.....	19
6. Struktury a stavby okolních metamorfovaných hornin moldanubika.....	20
7. Mikrostrukturní charakteristika hlavních horninových typů.....	21
7.1. Migmatit (K9).....	22
7.2. Dvojslídny granit – varieta Mrákotín (KJ 1).....	22
7.3. Páskovaný migmatit (MP 13).....	23
7.4. Dvojslídny granit – varieta Lásenice - Deštná (MD 19).....	23
8. Strukturní charakteristika granitoidů typu Eisgarn.....	24
8.1. Mrákotínský pluton.....	24
8.2. Klenovský pluton.....	25
9. Výsledky analýzy AMS.....	26
9.1. Mrákotínský pluton.....	27
9.2. Klenovský pluton.....	28
10. Výsledky termomagnetické analýzy.....	29
11. Diskuze a závěry.....	30
Seznam použité literatury.....	32
Příloha – výsledky metody AMS.....	37

Úvod

V předkládané bakalářské práci je uveden stručný přehled názorů na genezi, výstup a vmístění peraluminických S-typů granitoidů (včetně aspektů tavení metasedimentárních hornin, mechanismů separace a migrace granitových tavenin). Další část rešerše byla věnována názorům na genezi, stáří, složení a vývoj těles peraluminických granitů typu Eisgarn (Mrákotínského a Klenovského plutonu; Moldanubický plutonický komplex). Druhá část práce (vlastní výzkumná) je věnována výsledkům analýzy vnitřních staveb ve vybraných typech eisgarnských granitoidů a to ve V-Z profilu Moldanubického plutonického komplexu mezi Třeští a Deštnou (těleso Mrákotínského a Klenovského plutonu). Za účelem identifikace a charakteristiky staveb proběhlo terénní strukturní mapování zájmového území v měřítku 1:25.000, byla provedena mikrostrukturní charakteristika příslušných typů staveb a na vybraných lokalitách byla aplikována metoda AMS (analýza magnetické susceptibility). Na základě pořízených dat proběhla interpretace mechanismů vmístění a strukturního vývoje jedné z klíčových oblastí Moldanubického plutonického komplexu. Získané poznatky byly dále konfrontovány s přijímanými modely geodynamického vývoje okolních, vysoce metamorfovaných hornin moldanubika.

1. ČÁST (REŠERŠNÍ ČÁST BAKALÁŘSKÉ PRÁCE)

1. Vývoj hornin v magmatickém stavu

Granitoidní horniny jsou především produkty krystalizace hydratovaných silikátových magmat. Mezi hlavní aspekty, které ovlivňují genezi a vývoj magmat granitoidního složení, patří parciální tavení zdrojových hornin, separace vznikající taveniny, výstup a vmístění magmatu (např. Brown 1994). Tyto procesy mají zásadní vliv na chemické složení vznikajících hornin, variabilitu a strukturní pozici příslušných magmatických komplexů.

1.1. Geneze a separace taveniny

V případě parciálního tavení hornin se jedná o soubor metamorfních reakcí, během nichž vzniká tavenina. Podstatný vliv na parciální tavení hornin mají teplotně-tlakové podmínky, chemické a mineralogické složení protolitu. Parciální tavení je dále kontrolováno přínosem tepla, které má původ v chemických reakcích (např. rozpad izotopů radioaktivních prvků U,

Th a K), procesech v zemském plášti a výstupu větších porcí výše temperovaných hornin do svrchnějších částí zemské kůry. Jedním z dalších faktorů, které ovlivňují procesy parciálního tavení, je přítomnost vody (nejčastěji vázané v silikátových minerálech). Její zvýšený obsah pak snižuje teplotu solidu. V případě hornin pelitického složení dochází k parciálnímu tavení v momentě, kdy se za teplot vhodných pro vznik taveniny rozpadá vodnatý minerál (muskovit a biotit). Během iniciační fáze dehydratačního tavení metapelitů dochází k rozpadu muskovitu (za teplot 675-730°C). Za těchto podmínek vzniká relativně malé množství taveniny, které je úměrné obsahu muskovitu v hornině. Za vyšších teplot a tlaků (765-785°C) dochází k postupné konzumaci biotitu a produkci výraznějšího množství taveniny (Clemens & Vielzeuf 1987; Clarke 1992). Ze zdrojových hornin metapelitového složení v podmínkách amfibolitové a granulitové facie může být tímto způsobem vytvořeno až 30-70% taveniny (např. Vielzeuf & Holloway 1988).

Mezi reakce spojené se vznikem taveniny v metapelitických horninách patří:

- (i) $Ms + Qtz = As + Kfs + H_2O$;
- (ii) $Ms + Qtz + Pl = As + Kfs + \text{tavenina}$;
- (iii) $Pl + Kfs + Qtz + H_2O = \text{tavenina}$;
- (iv) $Bt + As + Pl + Qtz = Grt + Kfs + \text{tavenina}$;
- (v) $Bt + Pl + Qtz = Opx + Kfs + \text{tavenina}$.

Míra segregace taveniny závisí na jejím podílu v systému, příspěvku regionálního napětí a fyzikálních vlastnostech taveniny (především viskozitě a hustotě). Z terénních průzkumů je patrné, že k segregaci často dochází současně s deformací horniny již za relativně nízkých obsahů taveniny (mezi 8 a 20-25%), tedy mezi tzv. reologickými prahy „liquid percolation threshold“ a „melt escape threshold“ (obr. 1; Brown 1994; Vigneresse et al. 1996). Při obsahu taveniny vyšší než 25% dochází k její efektivní migraci i s částí pevné fáze. Reologické vlastnosti felsických magmat se během tavení a krystalizace výrazně mění. Přechod z pevné fáze na taveninu a z taveniny na pevnou fázi není reologicky identický (Vigneresse et al. 1996).

1.2. Výstup magmatu

Výstup magmatu je mechanismus, pomocí kterého magma překonává vzdálenost mezi místem, kde vzniká a oblastí, kde dochází k jeho vmístění a krystalizaci. Faktory, které ovlivňují výstup magmat, jsou především hustota a viskozita, regionální napětí a objem

magmatu. V současnosti jsou přijímány tři základní modely výstupu magmatu (Petford 1996): (i) diapirismus; (ii) výstup pomocí žilných systémů a (iii) výstup magmatu podél zlomů nebo zón zvýšené deformace.

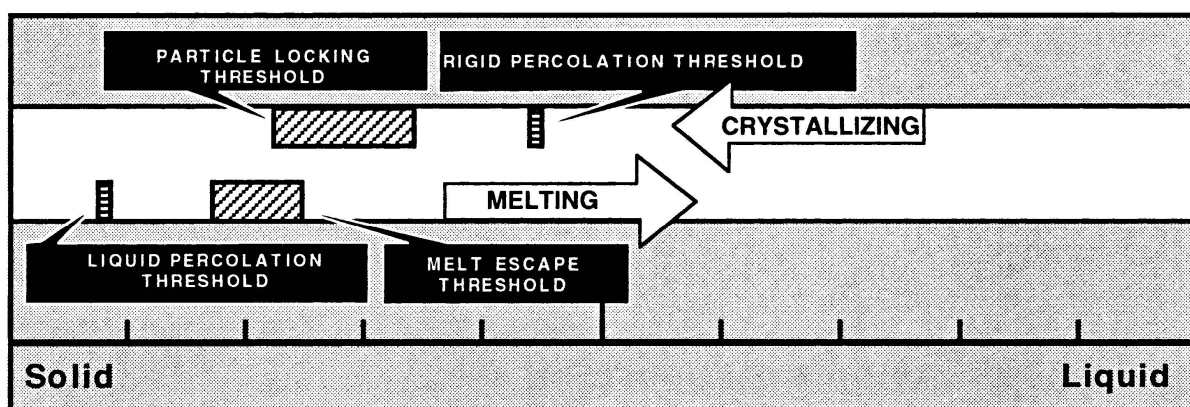
Termín diapirismus se užívá k vyjádření výstupu rozsáhlých eliptických magmatických pulsů, který je umožněn zpětným tokem prohřátých a změkčených okolních hornin (např. Marsh 1982; Petford et al. 1993). Důležitým parametrem pro rychlost výstupu diapiru je tak viskozita okolních hornin. Typickými projevy diapirického výstupu magmatu jsou subkoncentrický tvar magmatického tělesa a kontakty plutonu subparalelní s orientací staveb v intruzi a strukturní aureole. Při výstupu žilnými systémy magma využívá extenzních puklinových systémů nebo se přímo podílí na jejich propagaci. Výstup magmatu pomocí žilných systémů je až o několik řádů rychlejší než výstup diapirický (Clemens & Mawer 1992). Na rozdíl od diapirismu však není faktorem ovlivňujícím rychlost výstupu magmatu viskozita okolních hornin, ale fyzikální vlastnosti samotné taveniny. V případě výstupu magmatu podél zlomů a deformačních zón se jedná o výrazně protažená tělesa subparalelní orientace s příslušnými deformačními strukturami. Jednoznačným kritériem pro identifikaci tohoto mechanismu vmístění je časová a prostorová aktivita deformační zóny nebo zlomu úzce spjatá se stářím a tvorbou vnitřních staveb v intruzi. Dále je nutné uvažovat množství vystupujícího magmatu ve vztahu k rychlosti deformace (Petford et al. 1993).

1.3. Vmístění a krystalizace

Mezi mechanismy vmístění magmatu patří soubor procesů, které se odehrávají během tvorby prostoru pro vystupující magma. Během vmístění často dochází ke změně z vertikálního na horizontální tok. Zásadní vliv na charakter a vmístění magmatu mají rozdíly v hustotě mezi magmatem a okolím, teplotně-tlakové podmínky okolních hornin a jejich případná synchronní deformace (Vigneresse 1995; Petford et al. 2000). K vmístění magmatu může tedy docházet v různých krustálních úrovních a variabilním deformačním režimu (extenzní, horizontální nebo kompresní). Zásadním problémem při řešení mechanismů vmístění byl tzv. „space problem“. Jako možnosti vytvoření prostoru pro velké objemy magmat existují v zásadě dvě možné varianty a to: vyklenutí nadloží a pokles Moho. Ostatní mechanismy vmístění jsou řízeny mechanismem „material transfer processes“ (MTPs), při kterých nedochází ke zvětšení objemu kůry (Paterson & Fowler 1993). Mezi ně patří například ballooning, což je výraz pro expandující plutony, které během vmístění způsobují zvýšenou deformaci a zkrácení okolních

hornin. Proces stopingu (Paterson & Miller 1998a) charakterizuje fragmentaci a pasivní zapadávání bloků okolních hornin do prostředí magmatického rezervoáru. V případě stopingu může tvar, velikost a hustota zapadaných bloků pomoci určit, jak dlouhou dobu byly v magmatickém krbu přítomny a také v jaké fázi vmístění a krystalizace plutonu k samotnému stopingu došlo. Specifickým případem tvorby prostoru pro vystupující magma je asimilace okolních hornin, kdy dochází k jejich úplnému nebo částečnému rozpouštění v magmatu. Mezi další možné mechanismy patří duktilní deformace okolních hornin, doming, kolaps kaldery a aktivita zlomových struktur, které jsou časově a prostorově spjaté s příslušným magmatickým tělesem (Clarke 1992, Paterson & Fowler 1993).

Krystalizace je proces postupného růstu krystalů z taveniny, přičemž se snižuje obsah taveniny ve prospěch krystalované fáze, což má za následek zejména zvyšování viskozity. Během krystalizace dochází k vytváření vnitřních staveb, které jsou definovány přednostní orientací minerálů. Paralelní uspořádání lineárních stavebních prvků v hornině se nazývá lineace, foliace je pak definována jako paralelní uspořádání planárních elementů v hornině. Pro krystalizaci byly stejně jako pro tavení definovány dva reologické prahy (obr. 1): (i) Rigid percolation threshold (55% obsah pevné fáze), při kterém je magma schopno zaznamenat pouze tokové stavby a (ii) particle locking threshold (72-75% obsah pevné fáze), kdy dochází k uzavření systému a magma zaznamenává regionální napětí.

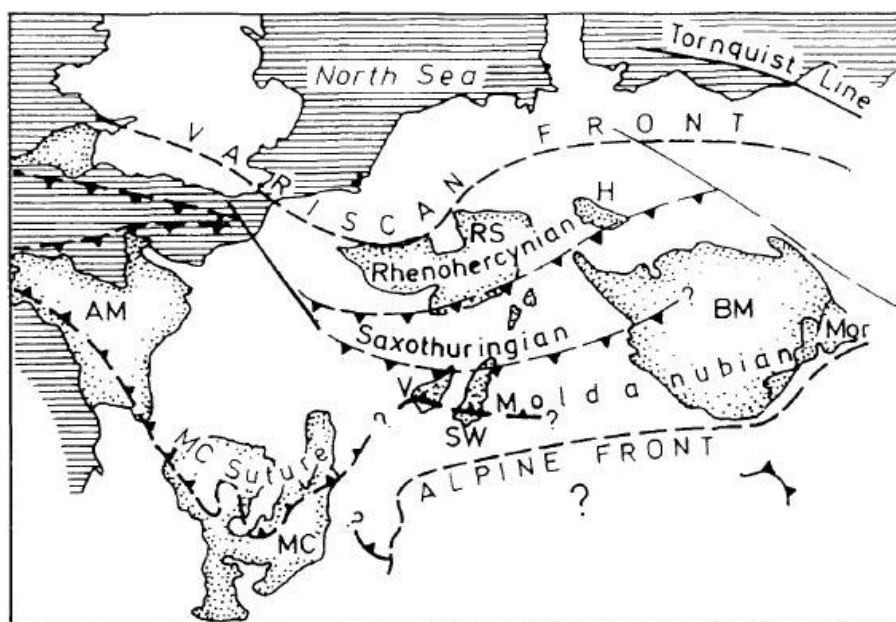


Obr. 1. Reologické prahy pro tavení a krystalizaci (Vigneresse & Tikoff 1999).

2. Úvod do regionálně-geologické problematiky studovaného území

2.1. Evropské Variscidy

Variské orogenní procesy byly jednou z nejvýznamnějších geodynamických událostí, které ovlivnily geologický vývoj a stavbu ve střední a západní Evropě. Tyto procesy probíhaly od období svrchního devonu (~390 Ma) do svrchního karbonu (~300 Ma). Příčinou těchto událostí bylo uzavírání Rheického oceánu a následná kolize dílčích mikrokontinentů v perigondwanské oblasti a velkých segmentů kontinentální kůry – Gondwany a Laurussie (Franke 2000). Variský orogen je členěn do několika základních jednotek (obr. 2). Jedná se o jednotky variské předhlubně (konsolidovaná část Evropy), Rhenohercynikum (oblast výskytu varisky slabě metamorfovaných hornin), Saxoturingikum (metamorfované celky spodního paleozoika s HP horninami příkrovové stavby) a (iv) Moldanubikum (metamorfózou nejvíce postižené komplexy spodní a střední kůry). Později bylo toto rozdělení ještě rozšířeno o tzv. středoněmecký práh, což je oblast krystalinických hornin mezi Rhenohercynikem a Saxoturingikem. Variscidy můžeme dále rovněž dělit na vnitřní a vnější zónu, přičemž hranice mezi nimi je tvořena suturou po zániku Rheického oceánu. Vnější zóna náleží Laurussii, zatímco vnitřní je vytvořená buď z Armoriky skládající se z peri-gondwanské kůry, která se původně nacházela na jihu Rheického oceánu (Tait et al. 1997), nebo z horninových komplexů, které se vytvořily podél aktivního okraje rheické sutury. Vnější zóna znázorňuje extenzivní vrásové příkrovy postihující paleozoické sedimenty, které jsou nemetamorfované nebo prošly pouze metamorfózou nízkého stupně. Do této zóny patří Rýnské břidličné pohoří, pohoří Harc a také moravsko-slezská oblast. Naproti tomu vnitřní zóna je charakteristická jednotlivými litologickými komplexy, kde se zachovala regionální metamorfóza od nízkého až po vysoký stupeň a stejně tak i synorogenní sedimentace a vulkanismus. Kadomská kůra, která byla jen málo postižena variskou deformací, je tu zastoupena Armorickým masivem, tepelsko-barrandienskou jednotkou a autochtonní doménou sasko-duryntské zóny (Timmerman 2008). Mezi vysokotlaké jednotky, které jsou spojené se subdukcí, patří část Armorického masivu společně s jihoarmorickou střižnou zónou, Massif Central, Vogézy a Schwarzwald, středoněmecký práh, allochtonní doména saxoturingika, Západní Sudety a moldanubikum.



Obr. 2. Mapa základních jednotek evropských Variscid (Finger et al. 1997). *AM* Armorický masiv; *BM* Český masiv; *H* Harc, *MC* Massif Central; *MOR* moravsko-slezská oblast; *RS* Rýnské břidličné pohoří; *SW* Schwarzwald; *V* Vogézy

2.2. Český masiv

Nejvýchodnějším a jedním z největších reliktů variského orogenu v Evropě je Český masiv, jehož vznik je výsledkem spodnodevonské subdukce sasko-durynského oceánu pod kontinentální desku, která je dnes reprezentována tepelsko-barrandienskou jednotkou a moldanubikem. Během středního devonu došlo k nasunutí reliktů oceánské kůry na basement saxoturingika podél tzv. tepelské sutury. Tato událost byla také doprovázena vznikem magmatického oblouku a předobloukové pánve. Po subdukci následovala fáze kontinentální kolize, během níž došlo ke ztlustění kůry, vývoji orogenního kořene a rychlé exhumaci vysoce metamorfovaných hornin (Franke 2000).

Český masiv se v současné době dělí na čtyři samostatné regionální jednotky:

(i) **Tepelsko-barrandienská oblast** patří mezi nejlépe zachované fragmenty kadomského orogenu ve střední Evropě (Franke 2000). Skládá se ze slabě metamorfovaného fundamentu neoproterozoického stáří zahrnujícího vulkanosedimentární a siliciklastické sekvence, na které diskordantně nasedají převážně nemetamorfované, ale varisky deformované sedimentární sledy spodního paleozoika. Hlubinné intruzivní horniny jsou zastoupeny jak

kadomským (např. čistecko-jesenický pluton), tak i variským stářím (např. Středočeský plutonický komplex).

(ii) **Saxoturingikum** tvoří severní a severozápadní okraj Českého masivu (Kroner et al. 2007). Labským lineamentem je rozděleno na oblast krušnohorskou a západosudetskou (lugikum). Tyto jednotky mají společný vývoj kadomského fundamentu a shodnou přítomnost kambro-ordovického magmatismu, ale liší se v průběhu variských procesů. Autochtonní jednotky neoproterozoického stáří jsou tvořeny migmatity a pararulami, do nichž intrudovaly vápenato-alkalické granitoidy. Tyto horniny jsou překryty kambro-ordovickými riftovými sekvencemi a následně pelagickými a flyšovými sedimenty. Allochtonní jednotky, které jsou tvořeny příkrovy vysokotlakých hornin vysunutými z tepelské sutury, se vyznačují metamorfní inverzí.

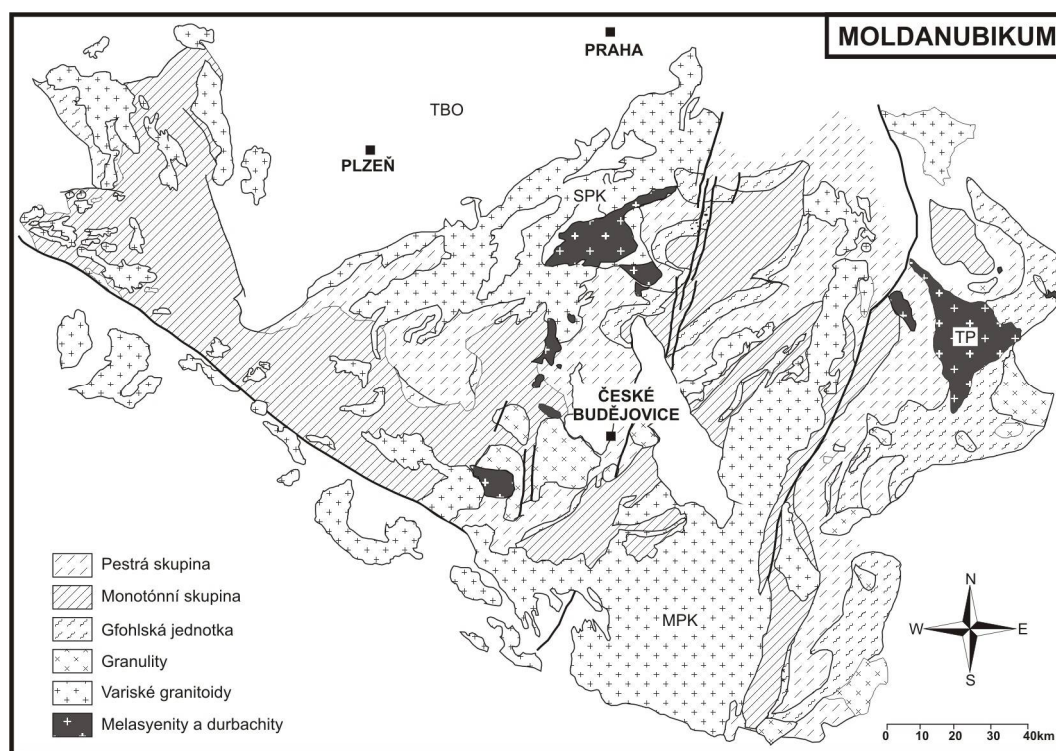
(iii) **Moldanubikum** se nachází v jižní a jihozápadní části Českého masivu. Jedná se o relativně hlubší části erodovaného kořene variského orogenu (celkový souhrn Vrána et al., 1995). Na západě a severozápadě jednotka tektonicky hraničí se slabě metamorfovanými horninami tepelsko-barrandienské oblasti (bohemikem), na východě jsou vysoce metamorfované horniny moldanubika nasunuty na jednotky moravosilezika. Podrobné členění a geodynamický vývoj této jednotky je prezentován v kapitole 2.3.

(iv) **Moravsko-slezská oblast** patří mezi nejvýchodnější části Českého masivu (např. Matte et al. 1990; Finger 2000). Jednotka se vyznačuje inverzní variskou metamorfní zonalitou. Její východní část (brunovistulikum) je tvořena především granitoidy kadomského stáří. Společně s okolními metabazity, fylity, pararulami a migmatity je tzv. předpolím variského orogenu. Pro západní část je charakteristická variská příkrovová stavba. V tomto případě byly varisky metamorfované horniny (ortoruly a metapelity) nasunuty na méně metamorfovaný neoproterozoický basement.

Variský vývoj výše uvedených jednotek je ve zjednodušeném schématu možné rozdělit do několika dílčích etap (např. Žák et al. 2005; Verner et al. 2008; Schulmann et al. 2009): (i) subdukční procesy (~390-350 Ma), které byly doprovázeny vysokotlakou a nízkotlakou metamorfózou hornin, částečným tavením podsouvaných desek a vznikem magmatických oblouků; (ii) procesy kontinentální kolize a tlustění kůry (~350-340 Ma), které byly v nejhlubších úrovních kůry spojeny s regionální vysokotlakou a vysokoteplotní metamorfózou; (iii) exhumace výše metamorfovaných hornin (~340-335 Ma), která byla doprovázena rozsáhlou anatexí, výstupem a vmístěním granitoidních hornin a (iv) lokalizované sřížné tektonice (~330-300 Ma).

2.3. Moldanubikum

Moldanubikum zahrnuje komplex vysoce metamorfovaných hornin, které prodělaly polyfázovou metamorfózu a deformaci v podmínkách spodní a střední kontinentální kůry (celkový přehled Vrána et al 1995). Jedná se tak o hluboce erodovanou kořenovou zónu variského orogenu. Moldanubikum se skládá ze dvou hlavních litotektonických jednotek (obr.3): (i) drosendorfské a (ii) gřohlské. Drosendorfskou jednotku tvoří dva hlavní litologické komplexy a to: jednotvárná skupina a pestrá skupina. Jednotvárná skupina je tvořena monotónními sledy pararul, migmatizovaných pararul a migmatitů. V rámci těchto hornin se vyskytují drobná tělesa ortorul a omezené množství drobných poloh amfibolitů a kvarcitů. Pestrá skupina se vyznačuje dominantním výskytem pararul, migmatizovaných pararul a migmatitů s hojným výskytem pestrých horninových vložek (amfibolitů, kvarcitů a mramorů). Gřohlská jednotka obsahuje leukokráttní ruly, migmatity a felsické granulity s drobnými tělesy plášťových hornin (serpentinitů, granátických pyroxenitů) a eklogitů.



Obr. 3. Schématická mapa moldanubika. *MPK* Moldanubický plutonický komplex; *SPK* Středočeský plutonický komplex; *TBO* tepelsko-barrandienská oblast; *TP* Třebíčský pluton (upraveno podle Verner et al. 2008).

2.4. Tektonometamorfnní vývoj moldanubika

Horniny drosendorfské jednotky byly postiženy regionální metamorfózou v podmínkách svrchní amfibolitové facie (za teplot 650-800°C a maximálních tlaků do 10 kbar; Büttner & Kruhl 1997). Pro gföhlskou jednotku (granulity, ortoruly a vysokotlaké migmatity) je pak charakteristická metamorfnní přeměna za podmínek ~15-20 kbar a 850-1050°C a následná retrográdní vysokoteplotní-nízkotlaká metamorfóza za podmínek facie amfibolitové. Pomocí U-Pb metody na zirkonech bylo zjištěno, že vysokoteplotní-vysokotlaká metamorfóza hornin gföhlské jednotky probíhala okolo 340 Ma, retrográdní metamorfóza spojená s výzdvihem těchto hornin a metamorfóza hornin drosendorfské jednotky pak v období 340-333 Ma (např. Friedl et al. 1993; Verner et al. 2008). V rámci hornin moldanubika je možné v regionálním měřítku pozorovat relativně rané metamorfnní stavby strmé orientace v průběhu SSV-JJZ. Tvorba těchto staveb je předpokládána v časovém rozmezí 350-340 Ma (Schulmann et al. 2005). Tyto stavby jsou dále v časovém rozmezí 340-335 Ma přepracovány do plochých staveb, které jsou často spojené s MP-LP a HT minerálními asociacemi (např. Vrána et al. 1995, Willner et al. 2002, Verner et al. 2008). Ploché stavby vykazují silně vyvinuté lineace v SSV-JJZ směru. Na jihozápadě moldanubika (v jeho bavorské části), méně pak i v centrální části ČM, jsou tyto ploché stavby v podmínkách nízkých teplot a tlaků v období kolem 335-320 Ma heterogenně přetištěny mladšími, strmě až středně upadajícími metamorfnními stavbami, které jsou orientovány v SZ-JV směru (Pertoldová et al., in print).

2.5. Variská magmatická aktivita v moldanubiku

V průběhu variské orogeneze docházelo v oblasti moldanubika ke genezi a umístění velkého množství granitoidních plutonů, které jsou členěny do několika dílčích genetických skupin (Finger et al. 1997; Schaltegger 1997):

- (i) **370-340 Ma** – jedná se převážně o tonality a granodiority I-typu, které se často vyskytují v asociaci s diority a gabry. Mohou být interpretovány jako granity vulkanických oblouků, které jsou spojeny se subdukcí oceánské desky.
- (ii) **340 Ma** – spodnokarbonské deformované synorogenní granity S-typu v asociaci s migmatity. Vyskytují se na bázi gföhlské jednotky.
- (iii) **340-335 Ma** – v tomto případě se jedná o plutonity s vysokým obsahem K₂O a také kompatibilních prvků jako jsou Mg a Cr. Tyto horniny složením odpovídají melagranitům s přechodem do monzonitů a syenitů.

- (iv) **335-310 Ma** – tyto granitoidy představují nejrozsáhlejší skupinu variského magmatismu. Mohou být rozděleny na tři podskupiny: a) peraluminické granity S-typu (např. typ Eisgarn), b) slabě peraluminické až metaluminické biotitické granitoidy s vysokým obsahem K₂O (např. typ Weinsberg), c) leukokrátní, slabě peraluminické jemnozrnné granity S-typu.
- (v) **310-290 Ma** – jedná se o postkolizní metaluminické až slabě peraluminické, většinou jemno- nebo střednězrnné tonality, granodiority a granity I-typu.
- (vi) **300-250 Ma** – tato skupina zahrnuje slabě peraluminické až metaluminické leukokrátní granity A-typu. Tyto horniny jsou charakteristické vysokým obsahem K, Rb, Th a prvků HREE (Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu), vysokým poměrem FeO/MgO a negativní Eu anomálií.

3. Moldanubický plutonický komplex

Moldanubický plutonický komplex (MPK) se nachází v jižní části Českého masivu v oblasti vysoce metamorfovaných hornin drosendorfské jednotky a je největším magmatickým komplexem ve variském orogenu. Rozkládá se na ploše přibližně 10 000 km² a tvoří dvě přibližně na sebe kolmé větve ve směru ~SSV-JJZ a ~SZ-JV.

MPK se skládá z několika hlavních skupin S a S/I typů granitoidů (přehled in Klomínský et al 2008) a jedná se o:

- (i) synorogenní granitoidy (typu Schärding a Peuerbach), jejichž geneze je vázána na termální vrchol variské orogeneze (350-335 Ma, Scharbert & Veselá 1990; Friedl et al. 1992);
- (ii) mladší členy synorogenních granitoidů s přechodným charakterem mezi I- a S-typy (typ Weinsberg; 331-323 Ma; např. Gerdes et al. 2003);
- (iii) pozdně orogenní až postorogenní granitoidy, které intrudovaly do svrchních částí chladnoucího komplexu okolních hornin moldanubika. Patří sem I-typy (Mathausen, Freistadt), přechodné I/S- typy (Ševětín, Pavlov) i o něco mladší S-typy (Eisgarn);
- (iv) poslední skupinou jsou anorogenní subvulkanické žíly a intruze, které reprezentují nejmladší produkty spojené s poslední fází extenzního režimu v moldanubickém jádře Českého masivu. Tyto horniny mohou být charakterizovány jako silně diferenciované variety granitů A-typu.

Dominantními typy granitoidů v české části MPK jsou hrubozrnné a silně porfýrické biotitické granitoidy typu Weinsberg a dvojslídité, střednězrnné granitoidy typu Eisgarn. Ty na našem území tvoří větev budující centrální část Českomoravské vrchoviny a také některá

izolovaná tělesa na Šumavě. Granitoidy typu Eisgarn patří čistě mezi granitoidy S-typu bohaté na muskovit a biotit. Kromě nich obsahují porfyrický K-živec, křemen, plagioklas obvykle oligoklasového složení a častý je také andalusit a sillimanit. Jedná se o kyselé horniny (množství SiO_2 se pohybuje v rozmezí 69-75 hmot.%) odpovídající granitu a jen výjimečně granodioritu, ve kterých výrazně převládá draslík nad sodíkem ($\text{K}_2\text{O}/\text{Na}_2\text{O} = 1,1 - 2,7$). Shandův index ($\text{Al}_2\text{O}_3/(\text{CaO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}) = 1,05 - 1,27$) ukazuje na to, že horniny jsou subaluminické až peraluminické. Granitoidy typu Eisgarn jsou dále obohaceny prvky LREE (La, Ce, Pr, Nd, Pm, Sm) a vykazují negativní Eu anomálii. Ze všech granitoidů MPK mají granitoidy typu Eisgarn nejvyšší obsahy Li, Rb, Cs, u a nižší obsahy Ca, Sr a Ba, dále mají vyšší poměr $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ a Rb/Sr. Celkové chemické složení ukazuje, že granity mají původ v anatexi pararul, respektive vznikly čistě tavením metasedimentů pelitického složení (Vellmer & Wedepohl 1994; René et al 2009).

Granitoidy typu Eisgarn jsou tradičně členěny do tří hlavních skupin (Klomínský et al. 2008, Breiter et al. 1998):

1. Eisgarn s. l. Do této skupiny náleží: (i) varieta Lásenice – Deštná. Jedná se o středně až jemně zrnitý biotitický granit, místy s muskovitem, kterým je tvořen Klenovský pluton v západní části SSV-JJZ větve batolitu; (ii) varieta Mrákotín, což je dvojslídny, jemnozrnný až středně zrnitý, místy porfyrický granit s relativně vyššími obsahy Th a U, vytvářející rozsáhlejší těleso v centrální části batolitu; (iii) varieta Číměř zahrnuje dvojslídny, středně až hrubě zrnitý, převážně porfyrický granit s výskytem v jižní části batolitu; (iv) Eisgarn sensu stricto je texturně více variabilní, převážně hrubozrnný, místy porfyrický biotit-muskovitický granit, který tvoří subkoncentrické těleso v jihozápadní části batolitu; (v) varieta Bílý kámen, což je jemnozrnný, místy porfyrický granit, který vystupuje v oblasti mezi Jihlavou a Třeští a (vi) varieta Lipnice je tvořena středně zrnitým granitem s výskytem v tělese Melechovského plutonu (SZ části batolitu).

2. Skupina Landštejn se skládá z: (i) variety Zvůle (Landštejn), která je tvořena hrubě až středně zrnitým alkalicko-živcovým granitem, vytvářející subkoncentrické těleso v centrální části batolitu; (ii) variety Čerínek, což je hrubozrnný, místy slabě porfyrický granit, který tvoří subkoncentrické těleso blízko Jihlavy a (iii) variety Melechov zahrnující hrubě až středně zrnitý alkalicko-živcový granit, který je jedním z dalších texturních typů Melechovského plutonu. Od okolních hornin se granitoidy landštejské skupiny vyznačují vyššími poměry U/Th, Na/K a Rb/Sr a celkově nižšími obsahy Zr a REE.

3. Skupina Homolka. Do této skupiny náleží (i) varieta Homolka - jedná se o střednězrnitý, muskovit-alkalicko-živcový granit s topazem, vytvářející malý peň v jz. části batolitu; (ii)

varieta Lagerberg a Kozí Hora což jsou středně zrnité, biotitické granitoidy vystupující v jižní části magmatického komplexu; (iii) varieta Galthof nebo-li porfyrický, středně zrnitý alkalicko-živcový muskovitický granit a (iv) varieta Stvořidla, která zahrnuje středně až jemně zrnitý, alkalicko-živcový muskovitický granit místy s biotitem. Tato varieta patří k nejmladším intruzivním pulzům, vyskytujících se v rámci Melechovského plutonu v severní části batolitu. Granitoidy skupiny Homolka mají většinou vysoké obsahy U, P a vzácných kovů a jsou produktem silné frakcionace.

Krystalizační stáří granitoidů typu Eisgarn spadá do období 327-316 Ma. Celkový přehled je uveden v tabulce 1.

Metoda	Granit (varieta)	Stáří (Ma)	Citace
U-Pb (monazit)	Mrákotín	326.98 ± 0.27	Žák et al. in rev.
U-Pb (monazit)	Číměř	327 ± 4	Friedl et al. 1996
	Eisgarn s.s.	324 ± 8	Gerdes et al. 1998
Rb-Sr	Zvůle	$320 \pm 2,7$	Klomínský et al. 2008
Rb-Sr	Homolka	319 ± 7	Breiter & Scharbert 1995
Rb-Sr	Galthof	317 ± 8	Breiter & Scharbert 1998
Ar-Ar	Kozí hora	$316 \pm 1,6$	Klomínský et al. 2008

Tab. 1. Přehled radiometrických stárí jednotlivých typů eisgarnských granitoidů.

Problematicke geodynamického vývoje a strukturních aspektů vmístění eisgarnských granitoidů Moldanubického plutonického komplexu se věnuje pouze velmi omezené množství prací, systematické studie v tomto směru prakticky neexistují. Liew et al. (1989) předpokládají, že pozdně variské granitoidy Moldanubického plutonického komplexu jsou spjaty s vývojem intrakontinentálního vulkanoplutonického oblouku, který vznikl v moldanubické zóně v důsledku subdukce paleotethydního oceánského dna. Podle Klečky et al. (1991) jsou tyto granitoidy spjaty s hlubokými oslabenými zónami a I a přechodné I/S-typy jsou nejspíše vázány na křížení těchto deformačních zón. Žák et al. (in rev.) předpokládá svrchněkoroové vmístění velkých objemů eisgarnských typů granitoidů v těsné souvislosti s rychlou exhumací komplexů okolních migmatitů a aktivitou SSV-JJZ orientované střížné zóny (Příbyslavská mylonitová zóna; Verner et al. 2006). Řídícím mechanismem vmístění byl pak proces stopingu.

4. Anizotropie magnetické susceptibility (AMS)

Pomocí metody anizotropie magnetické susceptibility je možné identifikovat a kvantifikovat vnitřní stavbu magmatických hornin (Tarling & Hrouda 1993). Metoda je založena na měření magnetické susceptibility K , která udává závislost magnetizace horniny M na magnetickém poli H : $K = M \times H$ (Tarling & Hrouda 1993). Podle velikosti magnetické susceptibility se minerály dělí do tří skupin:

(i) feromagnetické, (ii) paramagnetické a (iii) diamagnetické (Bouchez et al. 1997).

Feromagnetické minerály vykazují nejvyšší kladné hodnoty magnetické susceptibility. Ta je závislá na teplotě a intenzitě magnetického pole. Vyznačují se tím, že si dokáží udržet své magnetické uspořádání i po tom, co přestane působit magnetické pole. Podle směrů magnetických momentů se ještě dělí na: (i) feromagnetické (s.s), které si udrží velmi silnou magnetizaci, jež má stejný směr jako působící pole, (ii) anti-feromagnetické, jejichž momenty mají „anti-paralelní“ seskupení a (iii) ferimagnetické, které mají rovněž „anti-paralelní“ uspořádání momentů, ale ty nemají stejnou velikost, a proto si poté, co přestane působit vnější magnetické pole, udrží vnější magnetizaci, která je ale slabší než u feromagnetických minerálů (s.s). Do této skupiny patří především magnetit, hematit a pyrrhotin.

Paramagnetické minerály mají susceptibilitu kladnou v řádech $10^{-4} - 10^{-2}$ (SI). Při působení magnetického pole jsou slabě zmagnetizovány ve stejném směru jako je působící pole, zároveň s působením pole však mizí i toto seskupení. Náleží sem železnaté silikáty, v granitech jsou to především biotit, muskovit, amfibol nebo také pyroxen, granát, cordierit, epidot, turmalín a ilmenit.

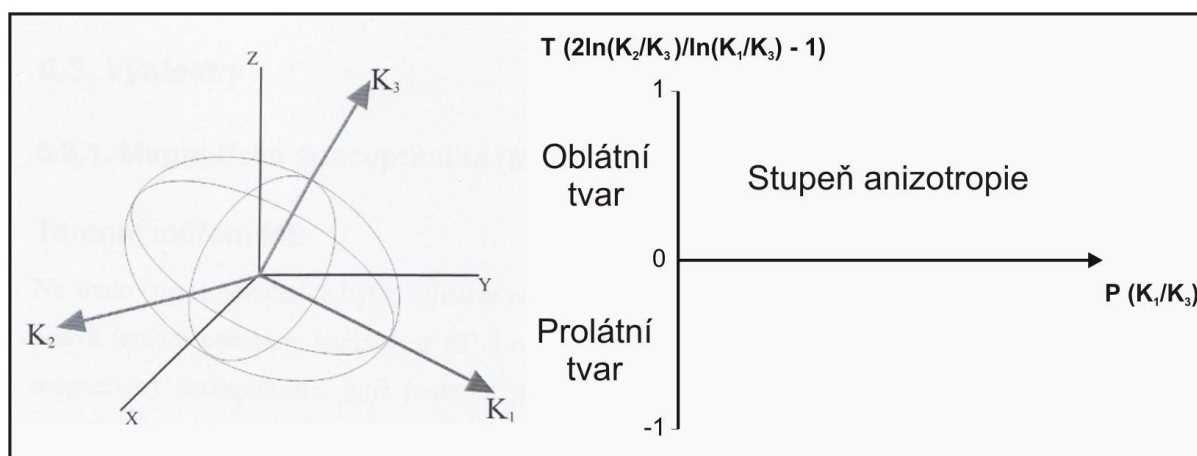
Diamagnetické minerály mají hodnotu K zápornou v řádech 10^{-5} (SI). Při působení magnetického pole dojde k přeskupení magnetických momentů a ty pak produkují magnetizaci opačného směru než je působící pole. Stejně jako u paramagnetických minerálů magnetizace s polem mizí. Řadí se sem křemen, živce, halit, kalcit.

Granitové horniny se mohou dělit na magnetické a nemagnetické (Ellwood & Wenner 1981). Magnetická susceptibilita magnetických granitů se pohybuje v řádech 10^{-3} až 10^{-2} (SI), což je dáno především přítomností magnetitu. Typickými zástupci této skupiny jsou granity I- a A- typu (Chappell & White 1974; Pitcher 1983). Susceptibilita nemagnetických granitů má hodnoty kolem 10^{-5} až 10^{-4} (SI) a je dána přítomností ilmenitu, v případě jeho nízkého obsahu je pak určena biotitem a muskovitem. Zde se jedná především o granity M- a S- typu.

Výsledky této metody jsou zobrazovány do AMS elipsoidu (obr. 4), jehož osy K_1 , K_2 a K_3 jsou hlavními osami magnetické susceptibility, přičemž platí že $K_1 \geq K_2 \geq K_3$. Dlouhá osa AMS elipsoidu (K_1) znázorňuje magnetickou lineaci, krátká (K_3) pak pól plochy foliace.

K popisu výsledků měření AMS se používá několik parametrů. Těmi nejdůležitějšími jsou:

(i) $P (K_1/K_3)$ – celkový stupeň anizotropie ukazuje excentricitu AMS elipsoidu, čímž je znázorněna intenzita přednostní orientace magnetických minerálů v hornině. Čím vyšší je P parametr, tím je přednostní orientace silnější; (ii) $L (K_1/K_2)$ – lineární stupeň anizotropie; (iii) $F (K_2/K_3)$ – planární stupeň anizotropie; (iv) $T (2\ln(K_2/K_3)/\ln(K_1/K_3) - 1)$ – tvarový parametr, jehož hodnota se pohybuje v rozmezí -1 až 1. Pokud $T = -1$, pak elipsoid vykazuje prolátní tvar, což znamená, že převažují lineární stavby, u $T = 1$ je tvar oblátní a převládající stavba je planární; (v) parametr $K_m ((K_1+K_2+K_3)/3)$ udává průměrnou hodnotu magnetické susceptibility všech minerálů, které jsou přítomny v hornině.



Obr. 4. Vpravo: Elipsoid magnetické susceptibility; vlevo: Jelínekův graf.

2. ČÁST (VLASTNÍ VÝZKUMNÁ ČÁST BAKALÁŘSKÉ PRÁCE)

Studovaná oblast východní části Moldanubického plutonického komplexu (ve V-Z profilu mezi Deštnou a Třeští) a okolních hornin drosendorfské jednotky moldanubika se nachází v jihovýchodní části Českého masivu (viz obr. 5). Předmětem studia byla strukturní analýza a charakteristika vnitřních staveb dvou dílčích intruzí eisgarnských granitoidů (Klenovského a Mrákotínského plutonu).

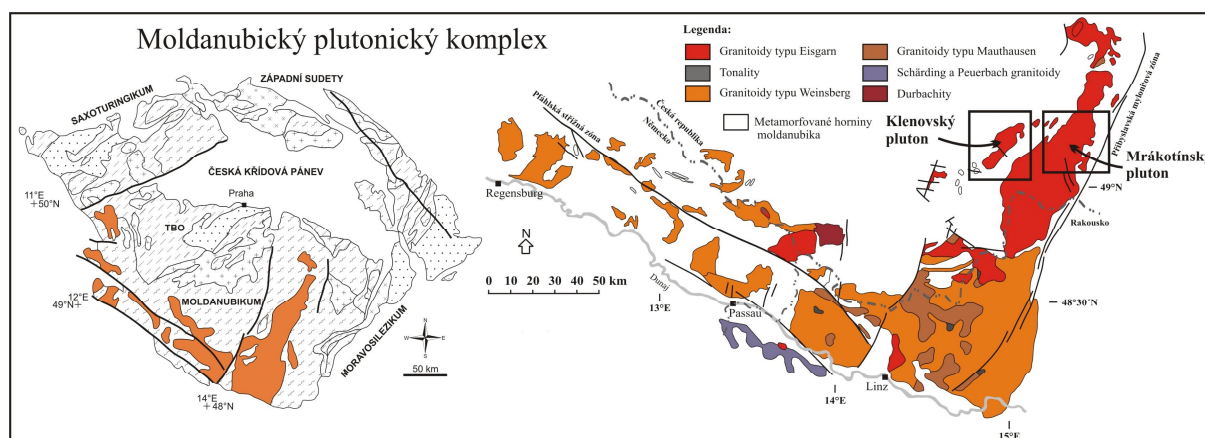
5. Úvod do geologie studované oblasti

Mrákotínský pluton (MP) vystupuje v centrální části SSV-JJZ větve Moldanubického plutonického komplexu o celkové rozloze přes 200 km². Pluton Mrákotín je kompozitním tělesem, které je dominantně tvořeno středně zrnitou, slabě porfyrickou varietou dvojslídneho granitu variety Mrákotín. Mezi další, výskytem podřízené horniny patří jemnozrná varieta dvojslídneho mrákotínského granitu, v němž se rovněž vyskytují tělesa střednězrnitého až hrubozrného, převážně porfyrického dvojslídneho granitu variety Číměř, které mají navzájem intruzivní kontakty, jejichž průběh se dá ale obtížně sledovat vzhledem ke špatné odkrytosti terénu.

Klenovský pluton (KP) se nachází v západní části studovaného území. Pluton tvoří asymetrické těleso protažené ve směru SV-JZ o celkové rozloze více než 120 km². Horniny Klenovského plutonu se v rámci granitoidů typu Eisgarn řadí k varietě Lásenice-Deštná (René et al. 1999). Jsou to především jemně až středně zrnité muskovit-biotitické granity, místy se vyskytující s porfyrickými vyrostlicemi K-živce.

Granity Mrákotínského a Klenovského plutonu jsou typickými zástupci peraluminických S-typů, které vznikají tavením metasedimentárních hornin (např. René et al. 1999). Přítomnost většího množství biotitu v protolitu, velké objemy produkované taveniny a výsledné složení granitoidů, to vše ukazuje na dehydratační tavení biotitu jako na hlavní proces vzniku granitoidů Moldanubického plutonického komplexu (Vellmer & Wadepohl 1994; René et al. 2008). Komplex metamorfovaných hornin, do kterých byla tělesa Mrákotínského a Klenovského plutonu vmístěna, náleží do monotónní skupiny moldanubika. Jedná se především o migmatizované pararuly a migmatity, v nichž se vyskytují omezené polohy erlánů, amfibolitů, kvarcitů, muskovit-biotitických ortorul a žil dioritových porfyrů. Horniny monotónní skupiny v těsném okolí Moldanubického plutonického komplexu prodělaly

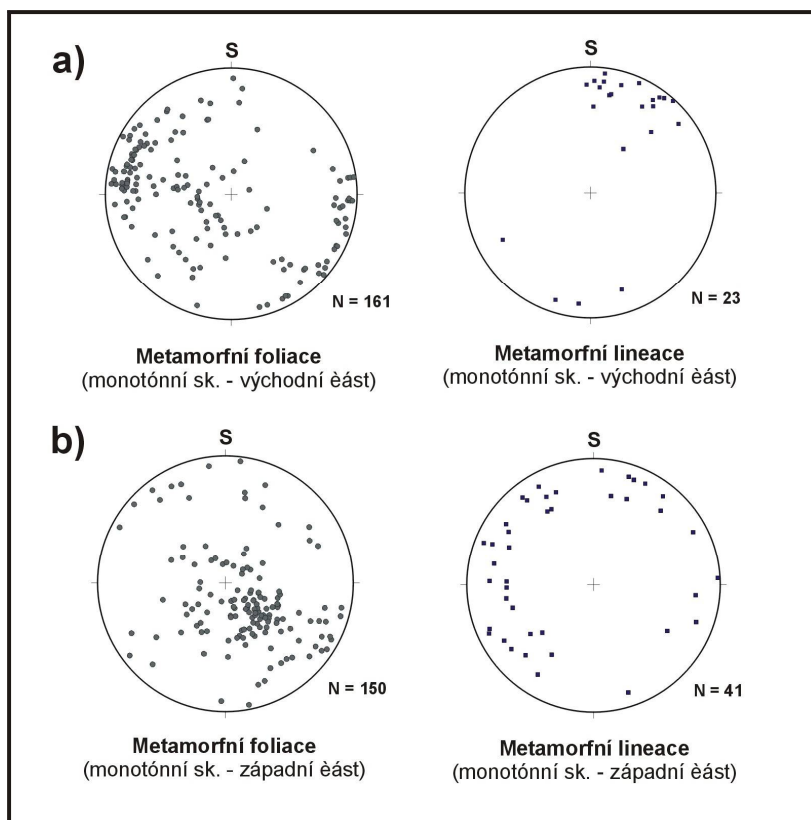
v období 339-329 Ma (Buttner and Kruhl 1997; Žák et al., in rev.) regionální metamorfózu v podmínkách amfibolitové facie za teplot 650-800°C a maximálních tlaků 3-10 kbar.



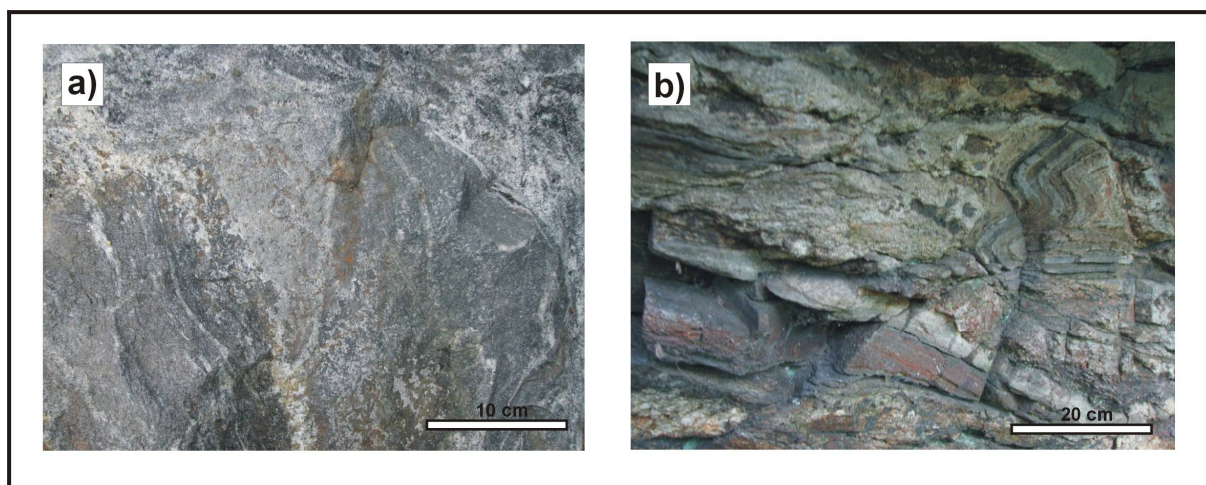
Obr. 5. Schématická mapa Českého masivu a Moldanubického plutonického komplexu.

6. Struktury a stavby okolních metamorfovaných hornin moldanubika

V okolních horninách monotónní skupiny moldanubika byl identifikován soubor metamorfních staveb (foliací a lineací), které ve východní části území (podél východního okraje Moldanubického plutonického komplexu) upadají pod strmými úhly k VJV až ZSZ. Na tento komplex struktur byly místy naloženy metamorfní foliace subhorizontální orientace s výskytem lineací protažení zrn živců a biotitu upadající k S až SSV (obr. 6a). V západní části území (v okolí Klenovského plutonu) plochy metamorfní foliace upadají pod mírnými až středními úhly směrem k ZSZ až SSZ. V rámci těchto staveb je možné pozorovat lineace protažení agregátů biotitu, živců a křemene ve více variabilní orientaci (obr. 6b). V rámci těchto staveb je možné sledovat reliktů starších struktur, které jsou přítomny především ve formě izoklinálních vrás (obr. 7b). Často jsou k vidění budiny rigidnějších hornin (např. kvarcitů), jejichž osy protažení jsou na příslušných výchozech subparalelní s orientací metamorfních lineací.



Obr. 6.
Diagramy metamorfních staveb monotónní skupiny moldanubika (projekce na spodní polokouli):
a) východní část území;
b) západní část území



Obr. 7. Fotodokumentace: a) strmá metamorfni stavba podél níž dochází k separaci granitové taveniny (východní část území); b) hlavní metamorfni stavba spolu s relikty starších struktur (západní část území).

7. Mikrostrukturní charakteristika hlavních horninových typů

Na mikrostrukturní analýzu byly vybrány čtyři reprezentativní horninové typy a to: (i) migmatit (K 9) z lomu Rácov reprezentující okolní horniny ve východní části studovaného

území; (ii) dvojslídny granit typu Mrákotín (KJ 1) z lomu Rácov (Mrákotínský pluton); (iii) páskovaný migmatit monotónní skupiny moldanubika z okolí Klenovského plutonu (MP13) a (iv) dvojslídny granit typu Lásenice - Deštná (MD 19).

7.1. Migmatit (K9)

Hornina je tvořena křemenem, draselným živcem, biotitem a muskovitem. Hornina má dobře vyvinuté kompoziční páskování definující hlavní metamorfní foliaci horniny. Jedná se o nepravidelné střídání pásků křemene, živce a biotitu (o mocnosti 0,3 – 1,2 mm). Na původních křemenných zrnech byla pozorována částečná rekrystalizace, nové či částečně modifikované agregáty mají nepravidelný průběh hranic a dosahují více variabilní velikosti (v rozmezí 0,5 x 0,3 – 1,5 x 0,7 mm). Živce jsou přítomny jako převážně rekrystalizované agregáty (o rozměrech 0,2 x 0,1 mm) s výskytem nových agregátů sericitu. K rekrystalizaci živcových agregátů dochází především podél hranic původních zrn a mikrofraktur. Biotit a muskovit vytváří protažené hypautomorfní až automorfní agregáty (o velikostech 0,6 x 0,2 mm), které obsahují inkluze koncentrických zrn zirkonů. Z deformačních mechanismů (přehled in Passchier and Trouw 2005) se zde uplatňuje dynamická rekrystalizace, především pomocí subzrnové rotace a migrace hranic zrn (SGR a GBM).

7.2. Dvojslídny granit – varieta Mrákotín (KJ 1)

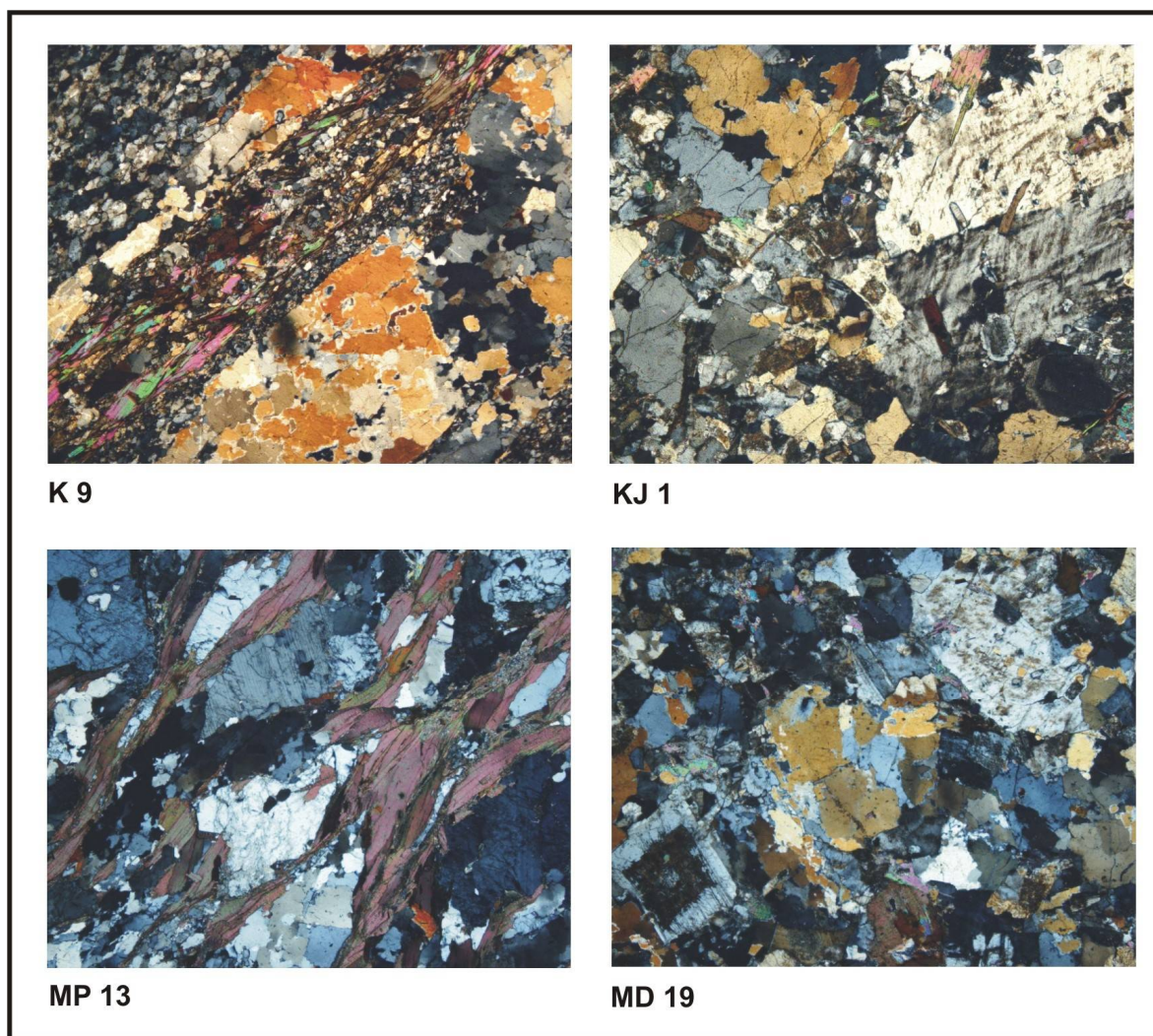
Hornina je složena z draselného živce, křemene, muskovitu, biotitu, plagioklasu, akcesoricky se v hornině vyskytují zirkon a apatit. Hornina vykazuje slabě porfyrickou strukturu. K - živce vytváří hypautomorfní až automorfní krystaly (o průměrné velikosti 12 x 0,8 mm) s hojnými uzavřeními biotitu a muskovitu. Zrna K-živce místy obsahují perthitické odmišleniny a v omezeném rozsahu podléhají sericitizaci. Křemen se vyskytuje ve formě nepravidelných, undulózně zhášejších zrn o velikosti 1,2 x 0,8 mm. Zrna plagioklasů jsou hypautomorfně omezená často v sobě uzavírají agregáty biotitu. Typické albitické lamelování je pouze velmi slabě viditelné. Převládající velikost zrn se pohybuje okolo 0,7 x 0,5 mm. Biotit a muskovit tvoří hypautomorfně až automorfně omezená zrna o velikostech 0,5 x 0,3 – 0,8 x 0,6 mm. Agregáty biotitu v omezené míře podléhají chloritizaci a výjimečně je možné vidět tenké jehličky sagenitu. Apatit vytváří dobře omezené tyčinkovité krystaly uzavírané v křemeni a draselném živci. Jednotlivé krystaly nevykazují znaky interní deformace, vnitřní stavby granitoidů Mrákotínského plutonu mají čistě magmatický charakter.

7.3. Páskovaný migmatit (MP 13)

Hornina je tvořena agregáty křemene, plagioklasu, draselného živce a biotitu. Dále se zde ve vedlejším množství vyskytuje silimanit a muskovit. Mezi akcesorické minerály horniny patří zejména zirkon, rutil a rudní minerály. Hornina obsahuje charakteristickou deformační stavbu charakteru kompozičního páskování, kdy dochází k nepravidelnému střídání původních poloh krystalované taveniny (leuksomu) a restitického materiálu (melanoslomu). V rámci křemen-živcových pásků je možné reliktně pozorovat textury charakteristické pro anatektické migmatity („bell-shape“ textura). Převážná většina křemen-živcových agregátů však vykazuje variabilní míru rekrytalizace v subsolidových podmínkách. V případě křemene se jedná se o částečnou deformaci krystalové mřížky a přítomnost nově tvořených výrazně protažených subzrn (o rozměrech 1,2 x 0,4 mm) s nepravidelným průběhem hranic jednotlivých agregátů. Tato asymetrie zrn může ve vhodném strukturním řezu indikovat kinematiku pohybu. V případě primárních agregátů živců (o velikosti 1,5 x 0,8 mm) byla pozorována opět částečná rekrytalizace spojená s růstem agregátů sericitu a dílčích subzrn nových živců. Rekrytalizace je v tomto případě soustředěna do domén podél hranic původních zrn a penetrativních fraktur. Biotit naopak tvoří dobře omezená zrna, která jsou soustředěna do formy průběžných pásků o průměru ~0,2 – 0,5 mm, bez známek výrazné deformace a frakturace.

7.4. Dvojslídny granit – varieta Lásenice - Deštná (MD 19)

Hlavními minerály, které jsou ve vzorku zastoupeny, jsou křemen, draselný živec, plagioklas, biotit, v menší míře muskovit a akcesoricky se zde vyskytuje andalusit a apatit. Hornina vykazuje hypautomorfní strukturu. Živce se vyskytují jako hypautomorfní až automorfní krystaly o velikosti 1,2 x 0,8 – 3,2 x 1 mm. Často je možné pozorovat uzavřeniny biotitu, muskovitu a mimo to je v zrnech uzavřen i rudní pigment. Zrna podléhají sericitizaci, ke které přednostně dochází podél fraktur. Přítomny jsou také perthitické živce spolu s dvojčatnými srůsty podle karlovarského zákona. Biotit vytváří hypautomorfní až automorfní tabulková zrna o velikostech 0,7 x 0,25 mm, v živcích to mohou být i dlouze sloupcovité krystaly, které místy podléhají chloritizaci. Křemen tvoří allotriomorfní, undulózně zhášeující zrna, která mají velikost převážně 1 x 0,7 mm. Některé křemenné agregáty mají špatně vyvinuté hranice zrn a ukazují iniciační stádium rekrytalizace.



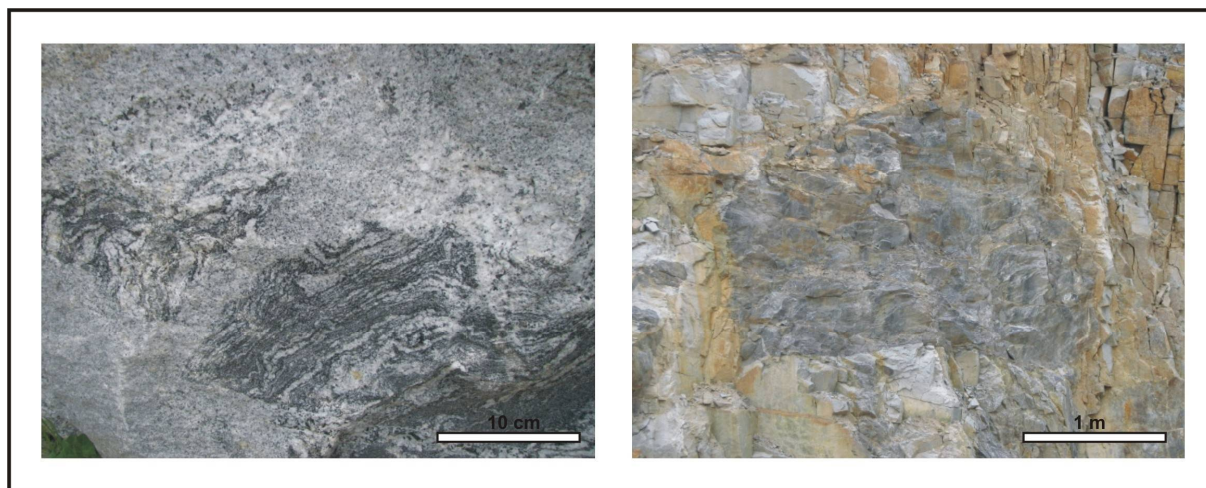
Obr. 8. Mikrofotografie (20x zvětšeno): K 9 - migmatit (východní část území); KJ 1 - dvojslídný granit variety Mrákotín; MP 13 - páskovaný migmatit (západní část území); MD 19 - dvojslídný granit variety Lásenice-Deštná.

8. Strukturní charakteristika granitoidů typu Eisgarn

8.1. Mrákotínský pluton

Kontakty Mrákotínského plutonu mají čistě intruzivní charakter, jsou ostré a přednostně probíhají ve směru k SSV-JJZ. V rámci plutonu se vyskytují četné xenolity okolních metamorfovaných hornin různé orientace (o rozměrech od několika centimetrů až do stovek metrů), především se jedná o migmatitizované pararuly a migmatity (obr. 9). Tyto horniny jsou podél kontaktů slabě kontaktně přeměněny. Stavby v plutonu mají čistě magmatický

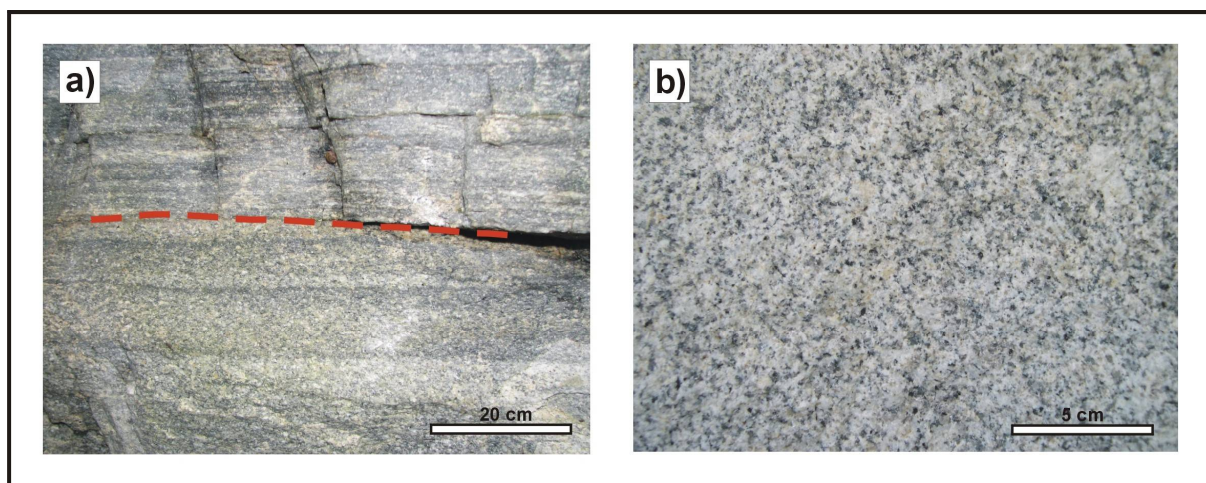
charakter a nevykazují stopy vysokoteplotní subsolidové deformace. Magmatické foliace Mrákotínského plutonu, které jsou definovány především planární přednostní orientací agregátů živců a biotitu, vykazují více variabilní orientace s mírně dominujícími stavbami subhorizontální orientace (obr. 11a). V mezoskopickém měřítku nebyly vztahy jednotlivých staveb pozorovány. Pluton je dále porušen systémy zlomů v převládajících směrech ZSZ-VJV a SSV-JJZ.



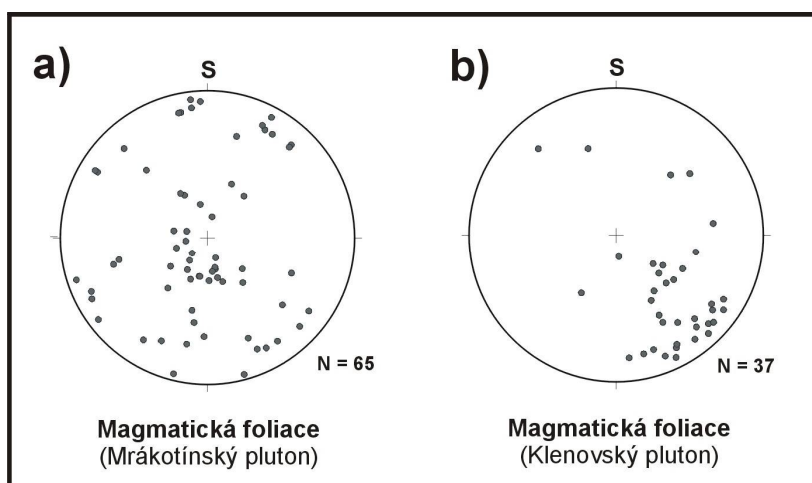
Obr. 9. Xenolity okolních metamorfovaných hornin v mrákotínském granitu (lom Rácov).

8.2. Klenovský pluton

Kontakty Klenovského plutonu mají opět intruzivní charakter (obr. 10a), přednostně upadají pod středními úhly směrem k SZ-ZSZ. Kontakty jsou tedy orientovány paralelně ve vztahu k orientaci hlavní metamorfní stavby okolních hornin. KP ve své severní části dále prstovitě proniká do okolních hornin monotónní skupiny moldanubika. Stejně jako u plutonu Mrákotínského se i zde vyskytují xenolity okolních metamorfítů, ovšem pouze ve velmi omezeném množství a rozměrech maximálně v řádech několika centimetrů. Stavby plutonu mají magmatický charakter, pouze výjimečně byla pozorována iniciální stadia vysokoteplotní subsolidové deformace. Magmatické foliace jsou definovány především planární prostorovou orientací agregátů biotitu, živců a křemene. Magmatické foliace upadají pod mírnými až středními úhly převážně směrem k SSZ až SZ (obr. 11b). Orientace vnitřních staveb plutonu jsou tedy subparalelní s intruzivními kontakty a průběhem metamorfních staveb okolních hornin. Pluton je dále dominantně porušen zlomy strmé orientace ve směru SZ-JV a ~S-J.



Obr. 10. a) Intruzivní kontakt Klenovského plutonu paralelní s foliací v migmatitu monotónní skupiny moldanubika; b) granit variety Lásenice-Deštná.



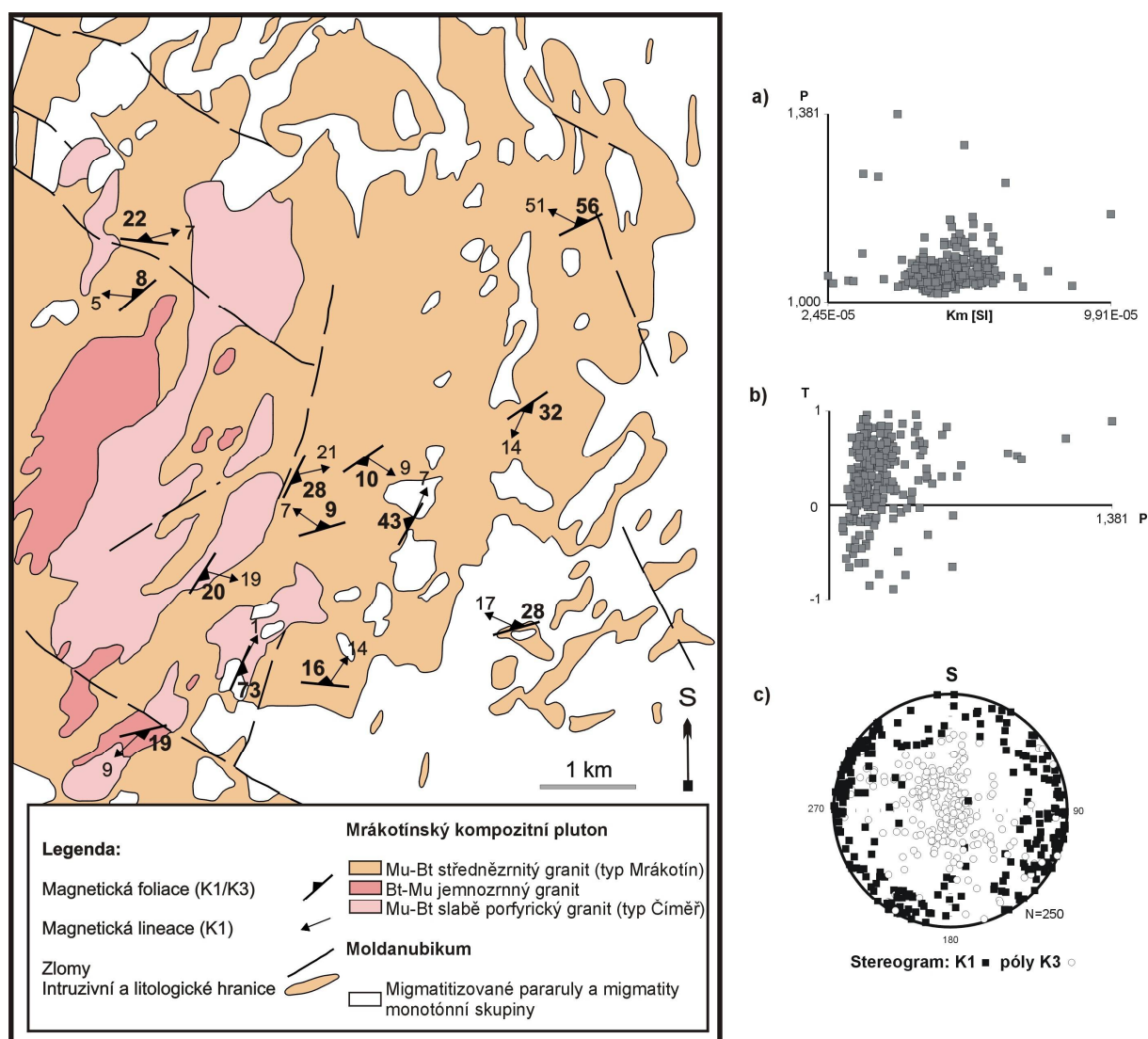
Obr. 11.
Diagramy
magmatických foliací
(projekce na spodní
polokouli):
a) Mrákotínský pluton;
b) Klenovský pluton

9. Výsledky analýzy AMS

Za účelem indentifikace vnitřních staveb Mrákotínského a Klenovského plutonu byla použita metoda anizotropie magnetické susceptibility (AMS). Ruční vrtačkou bylo odebráno 250 orientovaných vzorků z Mrákotínského plutonu a 150 vzorků z plutonu Klenovského. K měření magnetické susceptibility byl použit kappamůstek KLY - 3S (Jelínek & Pokorný 1997) firmy AGICO a.s. na Přírodovědecké fakultě UK v Praze. Vyhodnocení výsledků bylo provedeno pomocí počítačového programu ANISOFT42 (Hrouda et al. 1990).

9.1. Mrákotínský pluton

Hodnoty celkové susceptibility (K_m) nabývají zpravidla rozmezí $3,9 - 7,5 \cdot 10^{-5}$ SI, což ukazuje na to, že převážný vliv na celkový magnetismus horniny mají paramagnetické minerály (biotit). Hodnoty stupně anizotropie (P) jsou relativně nízké, pohybují se v rozmezí $1,018 - 1,381$ s průměrnou hodnotou $1,070$ (obr. 12a). Intenzita přednostní orientace minerálů tedy vykazuje relativně nižší intenzity. Hodnoty tvarového parametru (T) nabývají jak hodnot kladných ($0 - 0,97$), tak u několika vzorků i hodnot záporných ($-0,008$ až $-0,847$), celkově se středovou hodnotou $0,288$ (obr. 12b). Převážně byl identifikován oblátní tvar magnetického elipsoidu a tedy převažující planární charakter magnetických staveb. Hodnoty parametrů P a T nejeví znaky závislosti v profilu okraj – střed – okraj plutonu. Identifikované magnetické foliace v tělese Mrákotínského plutonu mají subhorizontální orientaci nebo upadají pod mírnými úhly k SSZ či JJV. Magnetické lineace vykazují dvě hlavní maxima v orientaci: (i) lineace upadající pod mírnými úhly ve směru ZSZ-VJV a (ii) mírně ukloněné lineace orientované ve směru SV-JZ.

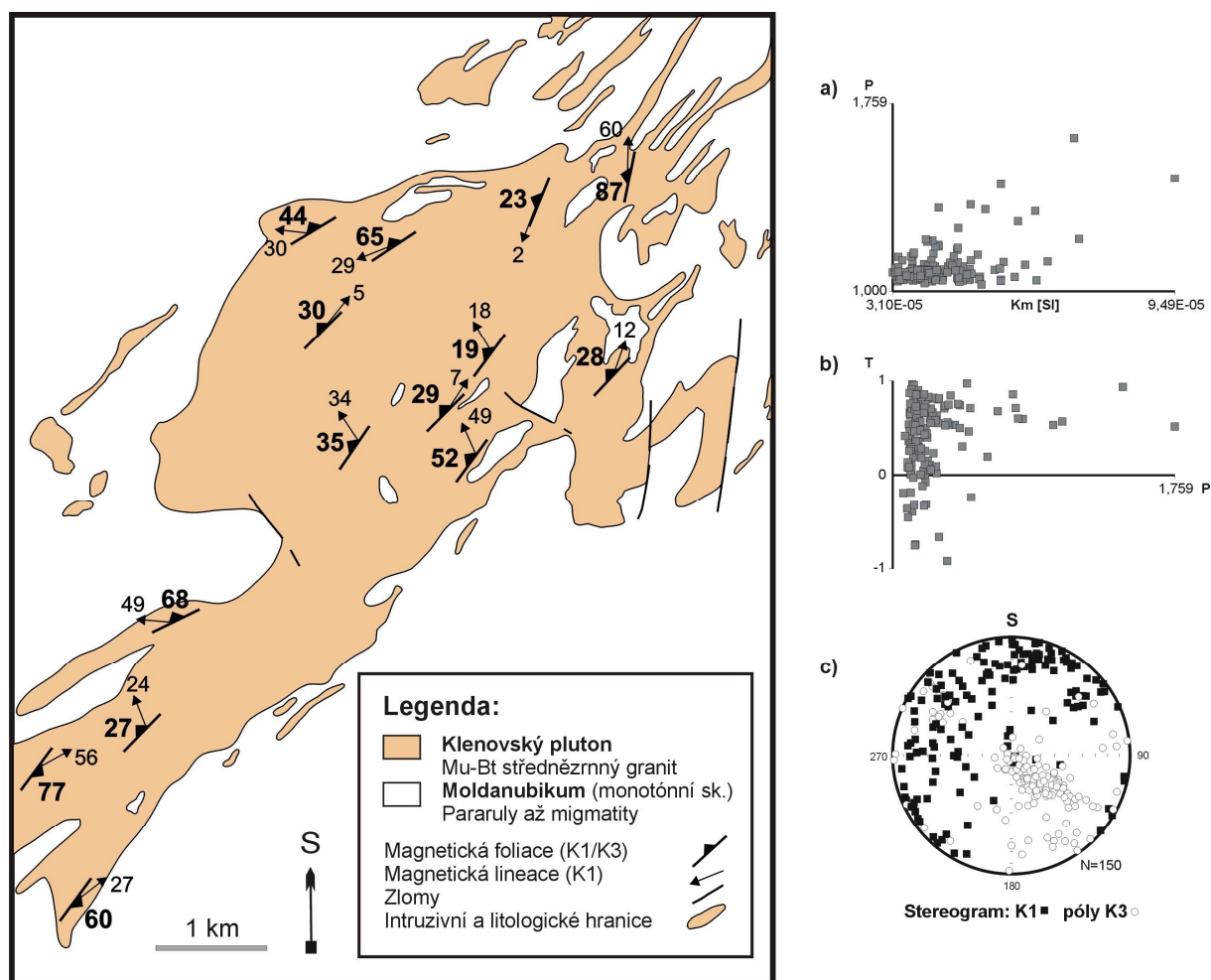


Obr. 12. Vlevo: Mapa magnetických staveb Mrákotínského plutonu. Vpravo: Diagramy parametrů AMS: a) závislost parametru P na celkové susceptibilitě K_m ; b) graf závislosti parametru T na parametru P; c) projekce lineace (K_1) a pólů magnetické foliace (K_3)

9.2. Klenovský pluton

Hodnota celkové magnetické susceptibility se na studovaných lokalitách Klenovského plutonu pohybuje v rozmezí $3,16 - 6,35 \cdot 10^{-5}$ SI. V součinnosti s petrografickým složením příslušných hornin indikuje zásadní vliv paramagnetických fází na jejich magnetické vlastnosti. Hodnoty stupně magnetické anizotropie se pohybují v intervalu $1,027 - 1,457$ s průměrnou hodnotou $1,11$ (obr 13a). V rámci plutonu pak hodnoty parametru P mírně stoupají směrem od JV k SZ. Tvarový parametr nabývá převážně kladných hodnot (v intervalu $-0,746$ až $0,975$ se středovou hodnotou $0,456$), což ukazuje na oblátní tvar magnetického elipsoidu

(obr 13b). Orientace magnetických foliací je v rámci Klenovského plutonu relativně homogenní, tyto stavby generelně upadají pod mírnými až středními úhly směrem k ZSZ až SSZ. Průběh magnetických lineací tvoří oblouk s maximem subhorizontálně orientovaných lineací ve směru SSV-JJZ. Tyto magnetické stavby jsou převážně subparalelní orientace ve vztahu ke zjištěným intruzivním kontaktům a regionálním metamorfním stavbám v horninách okolní monotónní skupiny moldanubika

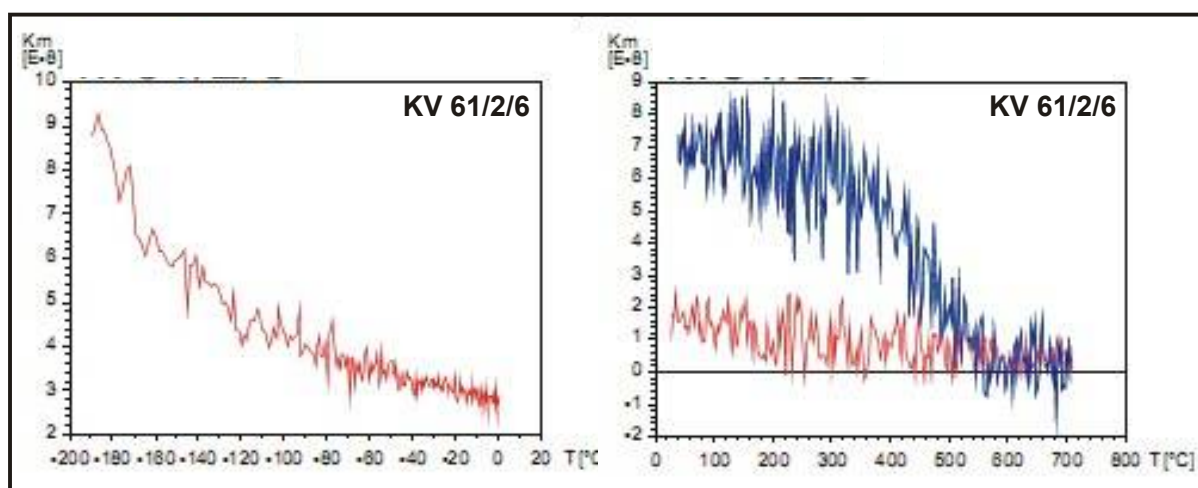


Obr. 13. Vlevo: Mapa magnetických staveb Klenovského plutonu. Vpravo: Diagramy parametrů AMS: a) závislost parametru P na celkové susceptibilitě K_m ; b) graf závislosti parametru T na parametru P; c) projekce lineace (K_1) a pólů magnetické foliace (K_3)

10. Výsledky termomagnetické analýzy

Ke zjištění podílu jednotlivých minerálních fází na celkové anizotropii magnetické susceptibility ve studovaných granitoidech, byla provedena termomagnetická analýza (závislost magnetické susceptibility na teplotě) na vzorku KV 61/2/6 z Mrákotínského

plutonu (lokalita Řídelov). Analýza byla provedena pro dvojí rozpětí teplot a to: (i) –190 až 0°C a (ii) 20 až 700°C (obr. 14). Termomagnetická křivka ukazuje hladký hyperbolický průběh přibližně do teploty –80°C, což indikuje že nejvýznamnější minerální fázi, která ovlivňuje magnetickou susceptibilitu horniny, jsou paramagnetické minerální fáze, v tomto případě biotit.



Obr. 14. Termomagnetické křivky pro mrákotínský granit z lokality Řídelov.

11. Diskuze a závěry

Předběžné výsledky strukturní analýzy v oblasti Mrákotínského a Klenovského plutonu (severovýchodní část Moldanubického plutonického komplexu) navazují na předchozí, zejména látkově zaměřené studie (např. René et al. 1999, 2008), které předpokládají parciální tavení biotitem bohatých pararul pro původ studovaných eisgarnských typů granitoidů. Petrochemické složení granitoidů v obou studovaných plutonech je v zastoupení hlavních prvků identické (René et al. 1999; Verner and Dudíková-Schulmannová in rev.). Stáří krystalizace bylo v případě tělesa Mrákotínského plutonu metodou U-Pb na monazitech stanoveno na 327 Ma (Žák et al. in rev.), u tělesa plutonu Klenovského je pak stáří neznámé. Přítomnost značného množství diskordantních bloků okolních metamorfovaných hornin (o rozměrech od několika centimetrů až do stovek metrů) s variabilní orientací metamorfních staveb, stejně jako výskyt značně nepravidelných intruzivních kontaktů, ukazuje na aktivitu stopingu (Paterson et al. 1998) jako dominantního mechanismu vmístění tělesa Mrákotínského plutonu. Dále výsledky analýzy vnitřních staveb (terénní strukturní mapování, aplikace metody analýzy magnetické susceptiblity a mikrostrukturní analýzy) v tělese MP

odhalily přítomnost magmatických (magnetických) planárních staveb, které mají napříč tělesem subhorizontální orientaci, relativně nízké hodnoty stupně anizotropie a převažující oblátní tvar magnetického elipsoidu. Tyto stavby jsou tedy diskordantní orientace ve vztahu k mapovaným intruzivním kontaktům a hranicím zapadáných bloků okolních hornin. Dle kritérií Patersona et al (1998) se jedná o záznam posledního inkrementu regionálního tektonického napětí před finální solidifikací tělesa. Subhorizontální stavby v tělese MP tedy pravděpodobně odráží napěťový režim subvertikální komprese během závěrečných fází orogenní exhumace v čase krystalizace plutonu (~327 Ma). V kontrastu s výše uvedenými výsledky z východní části Moldanubického plutonického komplexu, těleso Klenovského plutonu (západní okraj SSV-JJZ větve Moldanubického plutonického komplexu) nese znaky syntektonického vmístění. V rámci tělesa Klenovského plutonu byly identifikovány magmatické až výšeteplotní subsolidové planární stavby, které upadají pod mírnými až středními úhly k SSZ až SZ a jsou tak subparalelní orientace s mapovanými intruzivními kontakty a penetrativními metamorfními stavbami okolních hornin monotónní skupiny moldanubika. Mezoskopická a mikrostrukturní analýza staveb byla podpořena výsledky analýzy anizotropie magnetické susceptibility, která odhalila výraznou shodu mezi prostorovou orientací mezoskopických a magnetických staveb a mírně vyšší hodnoty stupně anizotropie (P) v kontrastu s tělesem Mrákotínského plutonu. Právě shoda v orientaci mezi metamorfními stavbami v blízkém okolí plutonu a jeho vnitřními stavbami, přítomnost přechodních staveb magmatického a výšeteplotního charakteru je jednoznačným indikátorem syntektonického vmístění intruze (Paterson et al 1998). V součinnosti s tímto předpokladem proběhlo vmístění Klenovského plutonu synchronně s vývojem regionálních staveb, které se tvořily v teplotně-tlakových podmínkách 0,5 GPa a 650–700 °C (Linner 1996), což odpovídá hloubkám okolo 12-13 km. V případě Mrákotínského plutonu je pak předpokládáno vmístění do hloubek relativně mělčích, a to okolo 7-8 km (Žák et al. in rev.). Variabilita v mechanismech a hloubkách vmístění, orientaci a charakteru vnitřních staveb v eisgarnských granitoidech Mrákotínského a Klenovského plutonu indikují rozdílné procesy geodynamického vývoje v západní a východní části SSV-JJZ větve Moldanubického plutonického komplexu.

Seznam použité literatury:

Bouchez J.L., Hutton D.H.W., Stephens W.E. (editors), 1997. Granite: From segregation of melt to emplacement fabrics. Netherlands, p. 358.

Breiter, K., Scharbert, S., 1995. The Homolka magmatic centre – an example of late Variscan ore bearing magmatism in the South Bohemian Batholit (southern Bohemia, northern Austria). *Jahrb. Geol. B.-A.* 138, Hf. 1: 9-25.

Breiter, K., Scharbert, S., 1998. Latest intrusions of the Eisgarn Pluton (South Bohemia – Northern Waldviertel). *Jahrb. Geol. B.-A.*, 141: 25-37.

Breiter, K., Gnojek, I., Chlupáčová, M., 1998. Radioactivity pattern – constraints for the magmatic evolution of the two-mica granites in the Central Moldanubian Pluton. *Věšt. Čes. Geol. Úst.*, 73: 301-311.

Brown, M., 1994. The generation, segregation, ascent and emplacement of granite magma: the migmatite to crustally-derived-granite connection. *Earth Sci. Rev.* 44: 143-161.

Büttner, S., Kruhl, J.H., 1997. The evolution of a late-Variscan high-T/low-P region: the south-eastern margin of the Bohemian Massif. *Geol. Rundsch.*, 86: 21-38.

Chappell, B.W., White, A.J.R., 1974. Two constraining granite types. *Pacific Geol.*, 8: 173-4.

Clarke, B., 1992. *Granitoid Rocks*. Chapman & Hall, London: p. 283.

Clemens, J.D., Vielzeuf, D., 1987. Constraints on melting and magma production in the crust. *Earth and planetary science letters* 86: 287-306.

Clemens, J.D., Mawer, C.K., 1992. Granite magma transport by fracture propagation. *Tectonophysics*, 204: 339-360.

Elwood, B.B., Wenner, J.H., 1981. Correlation of magnetic susceptibility with ^{18}O : ^{16}O data in late orogenic granites of the southern Appalachian Piedmont. *Earth Planet. Sci. Letters*, 54: 200-202.

Finger, F., Roberts, M.P., Haunschmid, B., Schermaier, A., Steyer, H.P., 1997. Variscan granitoids of central Europe: their typology, potential sources and tectonothermal relations. *Miner. Petrol.*, 61: 67-96.

Franke, W., 2000. The mid-European segment of the Variscides: tectonostigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. In: Franke, W., Haak, W., Oncken, O., and Tanner, D., editors, *Orogenic processes: Quantification and modelling in the Variscan belt*: Geological Society of London Special Publication, 179: 35-63.

Friedl, G., von Quadt, A., Frasl, G., Finger, F., 1992. Neue U/Pb Altersdaten aus der südlichen Böhmisches Masse. Frankfurter Geowissenschaftliche Arbeiten Serie A, 11: 217-218

Friedl, G., von Quadt, A., Ochsner, A., Finger, F., 1993. Timing of the Variscan orogeny in the Southern Bohemian Massif (NE Austria) deduced from new U-Pb zircon and monazite dating. *Terra Abstr* 5/1: 235-236.

Friedl, G., von Quadt, A., Finger, F., 1996. Timing der Intrusivität im Südböhmischen Batholith. In: Symposium tektonik-strukturgeologie-kristallin-geologie. Geological Institute, University of Salzburg, 127-130.

Gerdes, A., Wörner, G., Finger, F., 1998. Late-orogenic magmatism in southern Bohemian Massif – geochemical and isotopic constraints on possible sources and magma evolution. *Acta Universitatis Carolinae, Geologica*, 42 (1): 41-45.

Gerdes, A., Friedl, G., Parrish, R.R., Finger, F., 2003. High-resolution geochronology of Variscan granite emplacement - the South Bohemian Batholith. *J. Czech. Geol. Soc.*, 48: 53-54.

Hrouda, F., Jelínek, V., Hrušková, L., 1990. A package of programs for statistical evaluation of magnetic data using IBM-PC computers. *EOS transactions, Am. Geoph. Union*, SF, 1289.

Jelínek, V., Pokorný, J., 1997. Some new concepts in technology of transformer bridges for measuring susceptibility anisotropy of rocks. *Phys. Chem. Earth*, 22: 179-181.

Klečka, M., Matějka, D., Jalovec, J., Vaňková, V., 1991. Geochemical investigation of granitoids of the Eiseberg type in the southern part of the Central Massif of the Moldanubian pluton. *Zpr. Geol. Výzk.* 1989: 109-111.

Klomínský, J., Jarchovský, T., Rajpoot, G.S., 2008. The atlas of plutonic rocks and orthogneisses in the Bohemian Massif, Česká geologická služba.

Kroner, U., Hahn, T., Romer, R.L., Linnemann, U., 2007. Variscan orogeny in the Saxo-Thuringian zone – Heterogeneous overprint of Cadomian/ Paleozoic Peri-Gondwana crust. In: Linnemann, U., Nance, R.D., Kraft, P., Zulauf, G. (editors): *The evolution of the Rheic Ocean: from Avalonian-Cadomian active margin to Alleghenian-Variscan collision*, *Geol. Soc. of Am., Special Paper* 423: 153-172.

Kröner, A., Wendt, I., Liew, T.C., Compston, W., Todt, W., Fiala, J., Vaňková, V., Vaněk, J., 1988. U-Pb zircons and Sm-Nd model ages of high grade Moldanubian metasediments, Bohemian Massif, Czechoslovakia. *Contributions to mineralogy and petrology*, 99: 257-266.

Liew, T.C., Finger, F., Höck, V., 1989. The Moldanubian granitoid plutons of Austria: chemical and isotopic studies bearing on their environmental setting. *Chem Geol*, 76: 41-55.

Linner, M., 1996. Metamorphism and partial melting of paragneisses of the Monotonous Group, SE Moldanubicum (Austria). *Mineralogy and Petrology*, 58: 215-234.

Marsh, B.D., 1982. On the mechanics of igneous diapirism, stoping and zone melting. *Am. J. Sci.* 79: 135-156.

Matte, P., Maluski, H., Rajlich, P., Franke, W., 1990. Terrane boundaries in the Bohemian Massif: Result of large-scale Variscan shearing. *Tectonophysics*, 177: 150-170.

Mísař, Z., Dudek, A., Havlena, V., Weiss, J., 1983. *Geologie ČSSR I., Český masív*, SPN, Praha

Passchier, C.W., Trouw, R.A.J., 2005. *Microtectonics*. Springer, Berlin, p. 366.

Paterson, S.R., Fowler, T.K., 1993. Re-examining pluton emplacement processes. *J. Struct. Geol.*, 15: 191-206.

Paterson, S. R., Miller, R.B., 1998a. Stopped blocks in plutons: paleo-plumb bobs, viscometers or chronometers? *J. Struct. Geol.*, 20: 1261-1272.

Petford, N., Kerr, R.C., Lister, J.R., 1993. Dike transport of granitoid magmas, *Geology*, 21: 845-848.

Petford, N., 1996. Dykes or diapirs? *Transaction of Royal Society of Edinburgh, Earth Sciences*, 87: 105-114.

Petford, N., Cruden, A.R., McCaffrey, K.J.W., Vigneresse, J.L., 2000. Granite magma formation, transport and emplacement in the Earth's crust, *Nature*.

Pitcher, W.S., 1983, Granite type and tectonic environment. In: Hsu, K. (editor), *Mountain building processes*, Academic Press, London, 19-40.

René, M., Matějka, D., Klečka, M., 1999. Petrogenesis of granites of the Klenov massif, *Acta Montana, Ser. AB* 113: 107-134.

René, M., Holtz, F., Luo, C., Beermann, O., Stelling, J., 2008. Biotite stability in peraluminous granitic melts: compositional dependence and application to the generation of two-mica granites in the South Bohemian batholith (Bohemian Massif, Czech Republic). *Lithos* 102, 538–553.

Schaltegger, U., 1997. Magma pulses in the Central Variscan Belt: episodic melt generation and emplacement during lithospheric thinning. *Terra Nova*, 9: 242-245.

Scharbert, S., Veselá, M., 1990. Rb-Sr systematics of intrusive rocks from the Moldanibicum around Jihlava. In: Minaříková, D., Lobitzer, H. (editors). Thirty years of geological cooperation between Austria and Czechoslovakia: 262-272. Geological Survey Prague.

Schulmann, K., Kröner, A., Hegner, E., Wendt, I., Konopásek, J., Lexa, O., Štípská, P., 2005. Chronological constraints on the preorogenic history, burial and exhumation of deep-seated rocks along the eastern margin of the Variscan Orogen, Bohemian Massif, Czech Republic, *Am. J. Sci.*, 305: 407-448.

Schulmann, K., Konopásek, J., Janoušek, V., Lexa, O., Lardeaux, J.-M., Edel, J.-B., Štípská, P., Ulrich, S., 2009. An Ardean type Paleozoic convergence in the Bohemian Massif. *C. R. Geoscience*, 341: 266-286.

Tait, J., Bachtadse, V., Franke, W., Soffel, H.C., 1997. Geodynamic evolution of the European Variscan belt: paleomagnetic and geological constraints, *Geol. Rundsch.*, 86: 585-598

Tarling, D.H., Hrouda, F., 1993. The magnetic anisotropy of rocks. Chapman and Hall. London, United Kingdom, p. 215.

Timmerman, M.J., 2008. Paleozoic magmatism, In: McCann, T. (editor). The geology of Central Europe, Vol. 1: Precambrian and Paleozoic. London, Geological Society: 665-733.

Vellmer, C., Wedepohl, K.H., 1994. Geochemical characterization and origin of granitoids from the South Bohemian Batholith in Lower Austria. *Contrib. mineral. Petrol.*, 118: 13-32.

Verner, K., Žák, J., Hrouda, F., Holub, F.V., 2006. Magma emplacement during exhumation of the lower- to mid-crustal orogenic root: The Jihlava syenitoid pluton, Moldanubian Unit, Bohemian Massif. *J. Struct. Geol.*, 28: 1553-1567.

Verner, K., Žák, J., Nahodilová, R., Holub, F.V., 2008. Magnetic fabrics and emplacement of the cone-sheet-bearing Knížecí Stolec durbachitic pluton (Moldanubian Unit, Bohemian Massif): Implications for mid-crustal reworking of granulitic lower crust in the Central European Variscides. *Int. J. Earth Sci.*, Vol. 97: 19-33.

Vielzeuf, D., Holloway, J.R., 1988. Experimental determination of the fluid-absent melting reactions in the pelitic system. Consequences for crustal differentiation. *Contrib. mineral. Petrol.*, 98: 257-276.

Vigneresse, J.L., 1995. Control of granite emplacement by regional deformation. *Tectonophysics*, 249: 173-186.

Vigneresse, J.L., Barbey, P., Cuney, M., 1996. rheological transitions during partial melting and crystallization with application to felsic magma segregation and transfer. *J. Petrol.* 37: 1579-1600.

Vigneresse, J.L., Tikoff, B., 1999a. Strain partitioning during partial melting and crystallizing felsic magmas. *Tectonophysics*, 312: 117-132.

Vrána, S., Blümel, P., Petrakakis, K., 1995. Metamorphic evolution (Moldanubian region: Moldanubian zone, ch. VII.C.4). In: R.D. Dallmeyer, W. Franke, K. Weber (editors), *Pre-Permian geology of central and eastern Europe*. Springer-Verlag, Berlin Heidelberg: 403-410.

Wendt, J.I., Kröner, A., Fiala, J., Todt, W., 1993. Evidence from zircon dating for existence of approximately 2,1 Ga old crystalline basement in Southern Bohemia, Czech Republic. *Geologische Rundschau*, 82(1): 42-50.

Willner, A.P., Sebazungu, E., Gerya, T.V., Maresch, W.V., Krohe, A., 2002. Numerical modelling of PT-paths related to rapid exhumation of high-pressure rocks from the crustal root in the Variscan Erzgebirge Dome (Saxony/Germany). *J. Geodyn.*, 33: 281-314.

Žák, J., Holub, F., Verner, K., 2005. Tectonic evolution of a continental magmatic arc from transpression in the upper crust to exhumation of mid-crustal orogenic root recorded by episodically emplaced plutons: The Central Bohemian Plutonic Complex (Bohemian Massif). *Int. J. of E. Sci.*, Vol. 94: 385-400.

Žák, J., Verner, K., Finger, F., Faryad, S.W., Chlupáčová, M., Veselovský, F. The generation of voluminous S-type granites in the Moldanubian unit, Bohemian Massif, by rapid isothermal decompression of the metapelitic middle crust, in review.

Příloha: Výsledky metody AMS

Mrákotínský pluton

Lokalita	Km	P	T	K1		K3	
KR1/1/1	63,83363	1,046	0,247	209	15	327	60
KR1/1/2	58,51928	1,053	0,413	216	18	346	64
KR1/1/3	52,87188	1,042	0,334	306	7	202	64
KR1/2/1	55,55174	1,036	0,265	15	13	136	66
KR1/2/2	53,48647	1,038	0,407	354	34	172	56
KR1/2/3	49,42548	1,028	-0,166	212	0	121	84
KR1/2/4	56,72477	1,043	0,164	224	6	54	84
KR2/1/1	63,58409	1,050	0,244	241	24	353	40
KR2/1/2	56,73483	1,053	0,179	225	21	341	48
KR2/1/3	56,85626	1,056	0,423	227	19	339	48
KR2/2/1	59,61166	1,050	0,277	232	9	337	58
KR2/2/2	62,02177	1,053	0,449	203	20	339	63
KR2/2/3	57,06489	1,069	0,263	211	22	346	61
KR2/3/1	54,21709	1,058	0,271	248	31	10	42
KR2/3/2	57,67093	1,050	0,092	272	0	3	35
KR2/3/3	53,01144	1,052	0,126	259	27	9	35
KR3/1/1	62,81615	1,158	0,844	128	17	14	53
KR3/1/4	62,62444	1,132	0,311	354	0	264	30
KR3/1/5	66,69347	1,152	0,335	181	25	324	60
KR3/1/6	54,61187	1,053	0,410	254	11	42	78
KR3/1/7	56,39251	1,056	0,373	277	5	47	82
KR3/3/1	64,19047	1,080	0,844	91	6	346	68
KR3/3/2	51,56973	1,052	0,682	129	7	359	80
KR4/1/1	52,69495	1,080	0,482	293	2	29	76
KR4/1/2	55,09635	1,068	0,628	288	2	28	78
KR4/1/3	57,22741	1,082	0,445	268	3	12	78
KR4/1/4	60,41428	1,076	0,695	279	1	11	73
KR4/2/1	57,25174	1,078	0,451	102	5	359	71
KR4/2/2	60,11509	1,085	0,641	97	1	2	77
KR4/2/3	54,75244	1,079	0,602	270	4	13	75
KR4/2/4	58,49065	1,074	0,599	291	2	29	77
KR5/1/1	57,58928	1,057	-0,008	291	10	147	78
KR5/1/2	61,98016	1,050	0,110	291	3	147	87
KR5/1/3	61,50889	1,055	0,139	296	4	80	85
KR5/1/4	58,24973	1,056	0,094	293	7	85	82
KR5/1/5	58,81794	1,059	0,265	112	4	221	79
KR5/2/1	61,98611	1,080	0,970	50	12	162	61
KR5/2/2	54,72919	1,051	0,215	287	13	133	76
KR6/1/1	56,7963	1,166	-0,628	83	34	245	55
KR6/1/2	56,82386	1,040	0,222	150	1	53	79
KR6/1/3	51,64136	1,034	-0,053	142	3	40	74
KR6/1/4	56,56334	1,034	0,193	320	3	63	78

KR6/2/1	49,6805	1,034	0,320	82	3	212	86
KR6/2/2	53,11082	1,046	0,207	244	10	117	75
KR6/2/3	50,80288	1,049	0,743	314	8	186	77
KR6/2/4	53,28968	1,060	0,592	229	21	17	66
KR6/2/5	50,96903	1,051	0,960	151	3	292	86
KR7/1/1	59,39469	1,036	0,312	99	1	191	71
KR7/1/2	60,64632	1,050	0,126	92	2	190	74
KR7/1/3	60,87075	1,065	0,302	281	10	156	73
KR7/1/4	64,82932	1,057	0,029	284	12	145	75
KR7/2/1	53,39723	1,061	0,077	133	1	226	69
KR7/2/2	54,54605	1,048	0,270	104	0	195	77
KR7/2/3	46,18159	1,051	0,198	119	4	248	84
KR7/2/4	56,43331	1,050	0,019	113	2	212	79
KR8/1/1	64,52632	1,044	0,130	105	9	217	69
KR8/1/2	63,5635	1,062	-0,142	89	12	334	63
KR8/1/3	60,86599	1,037	-0,160	98	2	252	88
KR8/1/4	59,94655	1,042	-0,168	280	4	183	59
KR8/2/1	75,86715	1,032	-0,508	102	6	202	60
KR8/2/2	62,35634	1,041	-0,311	120	0	210	66
KR8/2/3	67,80875	1,065	0,173	273	47	172	11
KR8/2/4	55,98883	1,048	-0,132	115	3	212	65
KR9/1	68,44882	1,065	0,031	308	2	59	84
KR9/1	66,58889	1,056	0,631	306	11	65	68
KR9/1/1	59,89093	1,052	0,838	278	10	102	80
KR9/1/2	67,06062	1,046	0,126	319	8	96	79
KR9/2/1	65,12142	1,067	0,491	123	4	23	67
KR9/2/2	62,98752	1,082	0,725	286	11	67	76
KR9/2/3	82,54128	1,063	-0,118	192	2	101	43
KR10/1/1	63,26005	1,050	-0,401	67	11	166	39
KR10/3/1	74,45226	1,050	-0,421	106	3	201	58
KR10/3/2	58,81767	1,048	-0,604	61	5	313	74
KR10/3/3	63,37989	1,054	-0,847	101	6	5	50
KR10/3/4	65,31409	1,044	-0,449	108	7	258	82
KR10/3/5	70,08315	1,054	-0,295	110	4	349	82
KR10/3/6	68,70322	1,048	0,030	105	10	341	73
KR10/3/7	99,07808	1,178	0,453	94	12	333	67
KR11/1/1	58,6691	1,086	-0,121	130	33	252	39
KR11/1/2	59,70929	1,121	0,700	128	40	304	50
KR11/1/3	54,09523	1,055	-0,113	140	2	234	60
KR11/1/4	88,8894	1,034	0,304	2	1	94	77
KR11/1/5	53,63948	1,058	0,827	116	25	300	65
KR11/1/6	54,15326	1,051	0,113	102	4	322	85
KR11/1/7	55,42514	1,048	0,413	279	2	31	85
KR11/2/1	71,28719	1,241	0,586	146	17	238	8
KR12/1	57,27345	1,087	0,225	178	41	282	15
KR12/1	50,56158	1,050	0,483	270	8	11	56
KR12/1	55,13632	1,071	0,208	147	20	55	8
KR12/1	53,05572	1,047	0,423	102	2	8	59

KR12/1	56,93004	1,039	0,370	284	6	24	61
KR12/1	53,96823	1,040	0,556	274	9	15	52
KR12/2	52,50103	1,048	0,603	91	2	359	38
KR12/2	55,84672	1,042	0,509	272	1	4	50
KR12/2	59,55049	1,088	0,168	159	62	279	15
KR12/2	62,63222	1,172	0,336	165	49	266	10
KR13/1/1	59,49701	1,128	0,671	50	25	256	63
KR13/1/2	60,42435	1,319	0,743	38	26	231	63
KR13/1/3	47,15236	1,052	0,198	128	12	297	78
KR13/2/1	49,09565	1,039	-0,607	127	21	12	48
KR13	51,00039	1,052	0,384	173	27	358	63
KR13/2/4	51,43883	1,072	0,343	139	28	334	61
KR13/2/5	51,64269	1,077	0,238	121	9	213	15
KR13/2/6	45,52693	1,057	0,598	150	26	330	64
KR14/1/1	29,83036	1,044	0,612	306	18	70	60
KR14/1/2	31,18661	1,043	0,327	310	14	60	54
KR14/1/3	33,53355	1,099	0,874	183	42	321	39
KR14/1/4	37,72361	1,253	0,564	96	35	226	43
KR14/1/5	33,76692	1,259	0,531	98	37	249	49
KR14/2/1	24,46425	1,054	0,255	339	8	223	72
KR14/2/2	42,82851	1,381	0,907	77	32	217	51
KR14/2/3	25,8396	1,039	0,339	282	27	51	52
KR15/1/1	39,18887	1,047	0,625	297	5	55	79
KR15/1/2	50,15026	1,040	0,218	141	8	284	80
KR15/1/3	47,44621	1,035	-0,361	301	0	211	65
KR15/1/4	47,93946	1,052	-0,009	118	7	23	37
KR15/2/1	44,16372	1,036	0,149	109	2	14	66
KR15/2/2	49,03436	1,073	0,089	123	12	214	6
KR15/2/3	46,6879	1,039	0,326	102	5	2	63
KR15/2/4	44,70655	1,033	-0,134	300	0	209	76
KV22/1/1	55,67651	1,037	0,054	28	12	297	7
KV22/1/2	53,53188	1,028	0,104	34	18	128	13
KV22/1/3	60,82635	1,040	0,027	206	2	297	21
KV22/1/4	55,40386	1,034	-0,452	33	11	293	39
KV22/2/1	54,71764	1,030	0,176	22	6	290	19
KV22/2/2	54,78691	1,028	-0,442	203	5	297	37
KV22/2/3	57,54607	1,032	-0,140	207	1	298	27
KV22/2/4	57,37047	1,038	0,005	200	1	290	27
KV22/2/5	55,13136	1,027	-0,120	213	7	304	10
KV22/2/6	64,09415	1,034	-0,053	203	9	113	1
KV22/2/7	58,15274	1,027	-0,653	197	18	297	28
KV24/1/1	58,24522	1,116	0,790	226	7	338	73
KV24/1/2	58,15592	1,119	0,854	177	18	341	72
KV24/1/3	55,84875	1,096	0,762	240	3	338	72
KV24/1/4	56,92564	1,117	0,963	116	15	345	68
KV24/2/1	61,24705	1,100	0,132	188	28	5	62
KV24/2/2	58,4967	1,089	0,481	250	5	354	70
KV24/2/3	55,11137	1,122	0,685	260	3	1	73

KV24/2/5	57,15001	1,152	0,765	211	14	350	72
KV28/1/1	57,12576	1,033	0,218	65	23	244	68
KV28/1/3	56,53248	1,043	0,144	73	13	310	68
KV28/1/4	55,79865	1,030	0,386	43	30	201	58
KV28/2/3	50,45988	1,025	0,175	22	32	122	16
KV28/2/5	55,62395	1,030	0,724	305	15	174	67
KV28/2/6	59,9116	1,050	0,491	2	11	94	11
KV28/2/7	50,94728	1,029	0,006	19	22	128	38
KV28/2/8	56,87896	1,037	0,133	48	4	153	77
KV47/1/1	59,19628	1,051	0,771	316	5	196	80
KV47/1/2	54,43574	1,050	0,508	288	2	185	83
KV47/1/3	63,90593	1,071	0,635	304	3	185	84
KV47/1/4	67,08009	1,049	0,452	283	4	176	78
KV47/1/5	59,9715	1,055	0,493	306	7	170	81
KV47/1/6	58,00864	1,074	0,531	321	3	201	85
KV47/1/7	60,34413	1,087	0,477	309	4	160	85
KV47/2/1	62,52819	1,060	0,710	311	7	169	81
KV47/2/2	59,62641	1,054	0,454	305	8	171	79
KV47/2/3	59,14083	1,047	0,677	309	6	161	83
KV47/2/4	64,19041	1,059	0,489	297	6	153	82
KV47/2/5	55,81527	1,036	0,591	302	7	183	76
KV47/2/6	66,09314	1,078	0,335	15	15	129	57
KV48/1/1	47,86098	1,048	0,736	98	33	310	52
KV48/1/3	46,26786	1,061	0,634	103	22	318	64
KV48/1/4	47,74781	1,046	0,915	143	26	294	61
KV48/1/5	55,76971	1,045	0,193	191	11	287	32
KV48/1/6	48,74689	1,086	0,594	69	5	328	67
KV48/2/1	48,9397	1,066	0,215	71	16	305	64
KV48/2/3	45,66386	1,042	0,836	61	11	302	69
KV48/2/4	52,46286	1,052	0,818	61	26	279	59
KV48/2/5	42,91527	1,032	0,574	105	38	276	51
KV48/2/6	53,39367	1,077	0,648	51	10	295	68
KV48/2/7	48,23792	1,057	0,642	109	23	282	67
KV56/1/1	50,75301	1,078	0,261	259	5	159	66
KV56/1/2	49,56881	1,090	0,600	239	7	109	80
KV56/1/3	49,67581	1,084	0,741	268	8	118	81
KV56/1/4	51,57797	1,069	0,844	269	9	147	74
KV56/1/5	48,00225	1,074	0,675	264	5	147	80
KV56/2/1	46,58861	1,079	0,773	299	6	120	84
KV56/2/2	52,42377	1,050	0,912	316	5	106	84
KV56/2/3	49,69345	1,102	0,448	299	3	128	87
KV56/3/1	55,08324	1,116	0,656	271	1	66	89
KV56/3/2	43,95327	1,086	0,640	282	4	166	82
KV57/1/1	53,53714	1,062	0,548	199	9	313	70
KV57/1/2	49,49119	1,039	0,537	195	16	314	59
KV57/1/3	55,95258	1,076	0,600	213	3	316	76
KV57/1/4	51,42024	1,050	0,770	192	11	304	63
KV57/1/5	49,4905	1,073	0,406	208	7	315	67

KV57/2/1	53,99575	1,048	0,325	206	22	328	53
KV57/2/2	49,27489	1,042	0,632	213	20	326	48
KV57/2/3	66,92249	1,078	0,684	212	14	317	47
KV57/2/4	53,69257	1,043	0,740	204	21	336	60
KV57/2/5	67,97821	1,084	0,516	185	36	312	40
KV57/2/6	52,8283	1,041	0,591	207	18	328	58
KV58/1/3	57,92282	1,123	0,546	281	21	133	66
KV58/1/4	53,17197	1,071	0,052	299	22	69	58
KV58/2/2	53,2304	1,069	0,659	329	13	102	71
KV58/2/3	62,83479	1,090	0,188	318	13	218	36
KV58/2/5	58,0932	1,131	0,332	108	3	200	22
KV59/1/1	50,61511	1,055	0,397	92	25	299	63
KV59/1/2	49,62173	1,057	0,326	113	29	296	61
KV59/1/3	49,02158	1,060	0,587	126	24	302	66
KV59/1/4	44,74207	1,054	0,434	98	24	279	66
KV59/1/5	49,65911	1,061	0,483	111	22	309	67
KV59/1/6	47,43002	1,068	0,465	107	21	298	69
KV59/1/7	52,24521	1,067	0,540	92	18	301	70
KV59/2/2	49,92926	1,131	0,412	123	15	340	71
KV59/2/3	49,07563	1,068	0,414	95	17	303	70
KV59/2/4	51,71041	1,085	0,543	112	15	308	75
KV59/2/5	52,51559	1,069	0,771	89	11	320	73
KV60/1/1	60,68911	1,111	0,079	80	7	188	69
KV60/1/3	58,35254	1,112	0,167	82	7	194	72
KV60/1/4	67,60919	1,120	0,288	74	6	177	67
KV60/2/1	66,97011	1,081	0,203	83	6	181	49
KV60/3/1	67,8624	1,085	0,267	81	9	193	68
KV61/1/1	60,63107	1,122	0,000	210	3	119	11
KV61/1/2	55,40984	1,047	0,766	27	4	125	63
KV61/1/5	55,41578	1,073	0,182	212	0	121	26
KV61/1/6	59,16274	1,139	0,258	242	3	151	14
KV61/1/7	50,70898	1,041	0,730	9	20	116	39
KV61/1/8	46,96222	1,041	0,517	327	33	110	51
KV61/2/1	55,61476	1,057	0,657	31	1	123	57
KV61/2/2	59,60787	1,127	0,607	236	12	65	78
KV61/2/3	54,62061	1,082	0,185	214	4	121	40
KV61/2/4	55,13726	1,064	0,084	219	1	128	54
KV61/2/6	48,18621	1,051	0,043	322	27	99	55
KV62/1/1	64,92841	1,039	0,093	356	28	130	53
KV62/1/3	66,49293	1,042	0,246	298	51	161	30
KV62/1/4	68,01797	1,039	0,265	345	28	141	60
KV62/1/5	56,19182	1,050	0,568	256	53	152	11
KV62/2/1	66,46239	1,070	0,850	62	76	163	3
KV62/2/2	65,19282	1,040	0,195	339	38	132	49
KV62/2/4	63,38589	1,037	0,642	343	38	155	52

Klenovský pluton

Lokalita	Km	P	T	K1		K3	
KV63/1/1	54,09339	1,087	0,019	48	5	153	70
KV63/1/2	47,43794	1,055	0,208	23	14	121	28
KV63/1/3	55,50277	1,047	0,333	36	7	158	77
KV63/1/4	46,8104	1,043	0,120	219	9	118	53
KV63/2/1	48,41103	1,089	0,418	29	9	177	79
KV63/2/2	48,46996	1,048	0,027	13	14	120	48
KV63/2/3	45,9486	1,043	0,372	45	10	150	57
KV63/2/4	47,12854	1,050	0,137	52	2	146	59
KV63/2/5	45,58653	1,054	0,297	35	12	163	71
KV63/2/6	56,08169	1,118	0,050	350	23	85	12
KV63/2/7	48,07517	1,046	0,428	21	14	136	60
KV64/1/2	45,56221	1,167	0,560	50	23	144	10
KV64/1/3	45,83066	1,255	0,250	350	77	109	7
KV64/1/4	69,21077	1,759	0,609	339	83	83	2
KV64/2/2	51,95397	1,331	0,745	45	24	137	3
KV64/2/3	35,87233	1,047	0,641	279	19	162	53
KV64/2/4	37,43053	1,088	0,516	247	4	142	74
KV64/3/1	72,08456	1,620	0,949	24	56	293	0
KV64/3/2	55,48749	1,432	0,593	101	87	271	3
KV64/3/3	42,43179	1,088	0,149	249	4	149	66
KV64/3/4	46,89005	1,100	0,614	295	11	145	77
KV64/3/5	40,93663	1,061	-0,735	347	6	78	14
KV64/3/6	38,4273	1,053	0,964	353	25	153	64
KV64/3/7	41,408	1,181	0,759	2	7	128	78
KV65/1/1	38,17804	1,094	0,175	276	35	174	17
KV65/1/2	40,21449	1,151	0,561	273	26	181	3
KV65/2/1	40,27182	1,087	0,277	279	34	169	28
KV65/2/2	35,27219	1,057	0,785	308	34	155	53
KV65/3/1	40,5496	1,100	0,131	270	50	154	20
KV65/3/2	45,72501	1,117	0,121	268	53	156	16
KV65/3/3	50,23192	1,147	0,583	357	72	148	16
KV65/4/1	43,53029	1,100	0,095	256	58	140	16
KV65/4/2	37,08591	1,075	0,023	296	57	128	32
KV65/5/1	44,2417	1,088	-0,054	274	53	141	27
KV65/5/2	41,011	1,083	0,068	285	46	124	42
KV66/1/1	36,87944	1,082	0,855	308	30	138	59
KV66/1/2	37,86444	1,074	0,819	272	22	133	62
KV66/2/1	37,61246	1,066	0,898	315	18	150	72
KV66/2/2	38,63901	1,105	0,624	243	22	120	54
KV66/2/3	37,57795	1,065	0,690	277	16	139	69
KV66/3/1	38,02279	1,069	0,573	341	13	155	77
KV66/3/2	37,21592	1,059	0,844	318	10	158	80
KV66/4/1	39,62675	1,092	0,683	16	18	140	61
KV66/4/2	42,36344	1,057	0,955	275	14	147	69
KV66/5/1	40,24009	1,065	0,645	343	30	129	56

KV66/5/2	39,0437	1,097	0,819	290	31	130	58
KV66/5/3	35,47871	1,118	0,649	344	29	126	55
KV67/1/1	33,97998	1,075	0,671	220	4	311	13
KV67/1/2	35,03723	1,069	0,594	201	57	306	10
KV67/2/1	35,43402	1,092	0,698	212	31	312	16
KV67/2/2	32,62382	1,068	0,669	219	15	312	9
KV67/3/1	41,31005	1,187	0,344	50	52	312	7
KV67/3/2	32,08941	1,040	0,091	100	73	285	17
KV67/4/1	35,61141	1,044	0,545	101	56	310	31
KV69/1/1	47,75881	1,067	0,675	54	31	310	22
KV69/1/2	39,85756	1,040	0,148	55	27	311	25
KV69/2/1	50,54953	1,049	0,017	52	21	304	38
KV69/2/2	46,08286	1,039	-0,351	68	26	304	49
KV69/3/1	50,74144	1,059	0,520	204	10	300	32
KV69/4/1	48,82983	1,071	0,273	47	36	295	28
KV69/4/2	45,76996	1,049	-0,173	44	28	299	26
KV69/5/1	45,96539	1,055	-0,012	48	27	296	36
KV69/5/2	42,25726	1,044	0,096	53	34	298	31
MD21/1/1	35,14559	1,140	0,750	343	44	125	40
MD21/1/2	35,69662	1,150	0,762	300	51	129	39
MD21/2/1	38,84651	1,200	0,975	251	31	128	42
MD21/4/1	35,7716	1,156	0,855	14	27	124	35
MD21/4/2	33,72648	1,077	0,204	1	37	121	34
MD21/5/1	41,39666	1,337	0,645	320	55	132	35
MD22/1/1	37,29094	1,055	0,547	14	15	124	52
MD22/1/3	33,28819	1,046	0,873	13	24	147	57
MD22/1/4	32,67918	1,047	0,763	314	28	128	62
MD22/1/5	34,48443	1,061	0,539	13	18	145	64
MD22/1/6	32,20964	1,078	0,833	345	7	97	72
MD22/2/1	34,81591	1,059	0,475	325	30	145	60
MD22/2/2	44,48911	1,103	0,082	312	27	215	12
MD22/2/3	38,97984	1,084	0,670	1	7	110	71
MD22/2/4	36,55885	1,085	0,863	243	6	125	77
MD22/2/5	37,26694	1,062	0,735	312	17	130	73
MD22/2/6	34,14282	1,063	0,857	269	16	121	72
MD22/2/7	38,4719	1,209	0,733	210	5	91	80
MD78/1/1	73,18135	1,211	-0,192	354	4	85	24
MD78/1/4	45,18884	1,084	-0,313	12	4	262	79
MD78/1/5	59,34308	1,282	0,710	27	21	118	3
MD78/2/2	44,80651	1,141	0,552	242	8	55	82
MD78/2/3	43,38436	1,076	0,301	263	8	113	81
MD78/2/4	48,67559	1,125	-0,646	236	6	138	55
MD78/2/5	40,98311	1,086	0,447	240	7	4	78
MD78/2/6	39,27329	1,074	0,491	0	2	111	84
MD102/1/1	31,61187	1,065	0,614	21	20	163	65
MD102/1/2	38,46006	1,110	0,829	55	9	203	80
MD102/1/3	38,08588	1,110	0,258	324	16	123	73
MD102/1/4	35,30566	1,090	-0,293	66	2	156	25

MD102/1/5	39,76033	1,124	0,572	29	6	121	17
MD102/1/6	37,38015	1,070	0,316	33	8	141	66
MD102/1/7	31,9776	1,060	0,495	12	19	152	66
MD102/2/1	36,36118	1,046	0,673	325	24	132	65
MD102/2/2	40,6274	1,181	0,530	240	60	145	3
MD102/2/3	34,57582	1,052	0,282	344	19	102	54
MD102/2/4	45,72816	1,176	0,772	1	7	140	81
MD102/2/5	34,48214	1,062	0,382	14	12	120	52
MD102/2/6	31,91297	1,048	0,662	21	8	122	53
MD103/1/1	36,74264	1,051	0,715	13	23	134	50
MD103/1/2	41,28704	1,073	0,712	7	15	137	68
MD103/1/3	40,89502	1,059	0,705	31	10	135	56
MD103/1/4	38,07456	1,056	0,861	4	28	139	53
MD103/1/5	43,97821	1,115	0,600	16	13	146	71
MD103/1/6	38,79132	1,050	0,913	8	26	136	52
MD103/2/1	38,07994	1,056	0,803	268	34	125	50
MD103/2/2	39,06043	1,102	0,569	26	3	120	61
MD103/2/3	40,16192	1,103	0,718	224	5	122	65
MD103/2/4	38,22686	1,088	0,768	234	5	131	68
MD103/2/5	39,94746	1,066	0,694	272	21	134	62
MD112/1/1	33,13926	1,125	0,823	14	2	108	65
MD112/1/2	39,18093	1,086	0,136	339	53	245	3
MD112/1/3	35,58519	1,062	0,865	339	33	111	46
MD112/1/4	39,97878	1,205	0,500	325	42	230	5
MD112/1/6	32,23677	1,096	0,837	4	12	113	58
MD112/2/1	35,25085	1,075	0,024	290	37	180	25
MD112/2/2	34,3628	1,060	-0,746	323	37	185	45
MD112/2/3	32,47916	1,062	0,370	245	14	149	24
MD112/2/4	31,65049	1,075	0,580	2	29	128	47
MD112/2/5	34,83098	1,080	-0,097	6	22	122	47
MD112/2/6	32,24891	1,139	0,725	254	7	132	78
MD161/1/1	37,13613	1,085	0,726	345	31	214	48
MD161/1/2	34,60541	1,049	0,287	355	35	172	55
MD161/1/3	48,63028	1,350	0,641	234	46	122	20
MD161/2/1	63,26615	1,324	0,875	258	35	7	24
MD161/2/2	55,26639	1,091	0,461	244	10	337	14
MD161/2/3	40,62214	1,049	0,307	2	16	145	71
MD161/3/1	37,36227	1,059	0,566	358	25	153	63
MD161/3/2	40,66891	1,046	0,475	9	14	167	75
MD161/3/3	38,23064	1,033	0,423	301	12	136	77
SM1/1/2	63,53423	1,045	0,269	289	15	39	51
SM1/2/1	51,08731	1,027	-0,143	293	32	112	58
SM1/2/2	58,6124	1,058	-0,311	314	35	58	19
SM1/2/3	94,86594	1,457	0,629	56	6	150	40
SM1/3/1	55,47794	1,041	-0,445	307	23	49	26

V rámci zpracování bakalářské práce byly výsledky formou posteru prezentovány na mezinárodní konferenci CETeG v Polsku:

J. Paclíková, K. Verner, J. Trubač, B. Dudík-Schulmannová, J. Pertoldová, L. Vondrovic: Magnetic fabrics, geochronology and petrogenesis of the Eiseberg-type granites of the Klenov and Mrákotín plutons (Central part of the Moldanubian Plutonic Complex; Bohemian Massif).